SERGE VON BUBNOFF

EINFÜHRUNG IN DIE ERDGESCHICHTE

AKADEMISCHE VERLAGSGESELLSCHAFT M.B.H. LEIPZIG

EINFÜHRUNG IN DIE ERDGESCHICHTE

SERGE VON BUBNOFF

Professor mit Lehrstuhl an der Humboldt-Universität zu Berlin

EINFÜHRUNG IN DIE ERDGESCHICHTE

MIT 65 TAFELN UND 241 TEXTABBILDUNGEN

15 TABELLEN

DRITTE REVIDIERTE AUFLAGE

1956

AKADEMIE-VERLAG BERLIN

Als Lehrbuch an den Universitäten und Hochschulen der Deutschen Demokratischen Republik eingeführt
Staatssekretariat für Hochschulwesen

Erschienen im Akademie-Verlag GmbH., Berlin W 8, Mohrenstraße 39
Lizenz-Nr. 202 · 100/358/54 · 100/359/54
Kartengenehmigung MdI der DDR, Nr. 2024 und 1732
Copyright bei Akademie-Verlag, Berlin
Alle Rechte vorbehalten
Gesamtausführung: VEB Offizin Andersen Nexö III/18/38
Bestell- und Verlagsnummer 5151
Printed in Germany

VORWORT ZUR I. AUFLAGE

Die Erdgeschichte ist der eigenartigste Zweig der Geologie, welcher die kausal-naturwissenschaftliche und die historische Betrachtungsweise verknüpft; sie eignet sich daher besonders gut zur Einführung, sofern eben diese spezifische Betrachtungsweise deutlich gekennzeichnet und klar herausgearbeitet wird. Die Schilderung darf also nicht in einer einfachen Materialsammlung steckenbleiben, sondern muß, von den Voraussetzungen ausgehend, über die Sichtung und Ordnung des Materials zu einem Gesamtbild zu gelangen versuchen, welches, über spezialwissenschaftliche Erkenntnis hinaus, den weltanschaulichen Gehalt der Erdwissenschaft zu kennzeichnen vermag. Wenn auch das Endziel heute noch fern erscheint, so ist doch der Weg klar vorgezeichnet, und ihn den Studierenden kenntlich zu machen, ist der Hauptzweck dieses Buches, im Gegensatz zu den eklektischen Sammlungen eines oft recht heterogenen Tatsachenmaterials in vielen älteren Lehrbüchern.

Diese Zielsetzung, zugleich aber die ungeheure intensive Mannigfaltigkeit und extensive Fülle der zu verarbeitenden Tatsachen ergeben die Unmöglichkeit, eine Einführung in die Erdgeschichte als kurzes Kompendium zu gestalten, welches, wie ich mich oft aus Erfahrung überzeugt habe, nie und nimmer das Verständnis für den Geist der Wissenschaft zu vermitteln vermag. Das liegt vor allem an zwei grundlegenden Forderungen, welche der Verfasser an eine solche Einführung stellen zu müssen glaubt.

Erstens ist die Erdgeschichte nicht nur die Geschichte des Lebens der Erde, sondern auch die des Lebens auf der Erde, d. h. eine Geschichte der organischen Welt. Wenn man auch, wie das hier zum Teil der Fall ist, die anorganische Entwicklung in den Vordergrund stellt, so ist die vorzeitliche Lebewelt von so entscheidender Bedeutung für unseren Zeitbegriff und für die physiko-geographischen Verhältnisse vergangener Erdzeitalter, daß eine gründliche Kenntnis derselben gar nicht zu entbehren ist. Um diese Tatsache auch dem biologisch unerfahrenen Leser verständlich zu machen, mußte der systematischen Paläontologie ein gewisser Raum zugebilligt werden; insbesondere ist versucht worden, eine klare Definition der Leitfossilien einzufügen und diese begrifflich und zeichnerisch so weit kenntlich zu machen, daß ein Nachschlagen von Hilfsbüchern für das erste Verständnis entbehrlich wird.

Zweitens ist es unmöglich, bei der vorgetragenen Zielsetzung die Schilderung auf ein gewisses Areal der Erdoberfläche, etwa auf Europa oder gar auf Deutschland, zu beschränken, trotz, oder vielmehr gerade wegen der Mannigfaltigkeit dieses Gebietes. Wie ich schon einmal gesagt habe (Geologie von Europa, Bd. III, 1930), ist Westeuropa in gewissem Sinne ein Gebiet pathologischer Entwicklung und als solches nicht die Regel,

sondern eine Ausnahme. Gesetzmäßigkeiten, welche für die ganze Erde gelten, sind daher allein aus diesem Gebiete nicht abzuleiten, und „es ist vielleicht ein tragisches Schicksal, daß unser Wissen von der Erde von diesem abnormen Gebiet ausgegangen ist und ausgehen mußte". Daraus ergibt sich aber für eine Einführung die zwingende Notwendigkeit, das einseitige Bild europäischer Gestaltung durch Betrachtung der übrigen Erdteile auszugleichen. Dieser Forderung kommt die Eigenartigkeit deutschen Denkens entgegen, welches niemals bei Einzelheiten halt macht, sondern zu allgemeingültigen und weltumspannenden Ergebnissen vorzudringen trachtet.

So entstand im Laufe vieljähriger Arbeit, welche immer an Hand von Vorlesungen, Vorträgen und Spezialstudien neu ausgerichtet wurde, ein Werk, welches den ursprünglich gespannten Rahmen überschreitet, wenn es auch an Umfang hinter den großen Weltlehrbüchern (E. KAYSER, E. HAUG) zurückbleibt und dabei bestrebt ist, neben der Stratigraphie auch die Paläontologie und die regionale Geologie zur Geltung zu bringen. Ob es den vorgezeichneten Aufgaben entspricht, kann der Verfasser selbst am schwersten beurteilen; er ist aber seinem Verleger und lieben Freund, Dr. R. THOST, aufrichtig dankbar, daß derselbe mit vollem Verständnis für die Zielsetzung das Wagnis der Herausgabe unter den erschwerenden Zeitumständen auf sich genommen hat und keine Mühe gescheut hat, um dem Buch einen würdigen Rahmen zu geben. Der Verfasser hofft daher, daß dieser Beitrag zur Förderung des Verständnisses für Geologie und des deutschen wissenschaftlichen Gedankengutes überhaupt sich des vorgesteckten Zieles nicht ganz unwürdig erweisen möge.

. . . . . .

Beim Zeichnen der Vorlagen für die Tafeln war mir Frl. A. WISSMANN, beim Lesen der Korrekturen Frl. Dr. E. STOLL behilflich; beiden gebührt mein herzlicher Dank.

Greifswald, im Juli 1940.

VORWORT ZUR II. AUFLAGE

Von der ersten Auflage dieses Buches ist der erste Teil bald nach dem Erscheinen auf dem Büchermarkt zum größten Teil durch Brand vernichtet worden, während der zweite, auch schon ausgedruckte Teil in voller Auflage verbrannt und nur noch in einem Exemplar vorhanden ist. Da das Buch eine günstige Aufnahme in der Fachwelt gefunden hatte und da uns ein modernes Lehrbuch der historischen Geologie fehlt, war es mein Bestreben, so bald wie möglich eine neue Ausgabe herauszubringen. Durch Entgegenkommen des Naturwissenschaftlichen Verlages (vorm. Gebr. Borntraeger) und verständnisvolle Mitarbeit der Mitteldeutschen Druckerei und Verlagsanstalt GmbH. ist es gelungen, die Schwierigkeiten zu überwinden, welche heute dem Druck dieses Werkes entgegenstanden und eine Lizenzausgabe für die Sowjetische Besatzungszone zu ermöglichen. Der erste Teil wurde hierbei, soweit möglich, berichtigt und ergänzt, der zweite konnte größtenteils unverändert abgedruckt werden. Besondere Schwierigkeiten bot die Reproduktion der Abbildungen und Tafeln, da die Originalklischees verloren waren; manche Unvollkommenheiten in dieser Hinsicht müssen den Zeitumständen in Rechnung gesetzt werden.

Bei den Korrekturen hat mir Dr. Arno MÜLLER wertvolle Hilfe geleistet. Die Register im II. Teil sind von meiner Frau angefertigt worden.

Greifswald, im Februar 1949.

VORWORT ZUR III. AUFLAGE

Nachdem die II. Auflage dieses Buches sehr bald vergriffen war, hat sich der Akademie-Verlag in dankenswerter Weise dazu bereit erklärt, das Verlagsrecht zu übernehmen und die großen Schwierigkeiten, welche einer Neuauflage entgegenstanden, zu überwinden. Dem Wunsche des Verlages, das Buch in einem Bande erscheinen zu lassen, kam ich aus Zweckmäßigkeitsgründen gerne entgegen.

Bei der Gelegenheit habe ich nach Möglichkeit versucht, Fehler und Unstimmigkeiten der älteren Auflagen zu beseitigen und Lücken auszufüllen, was allerdings infolge mancher Schwierigkeiten der Literaturbeschaffung nur teilweise möglich war.

Dankbar gedenke ich manchen Rates und mancher Hilfe meiner Berliner Kollegen. Herr Prof. Dr. W. GROSS hat mich durch Modernisierung und Umgestaltung des Abschnittes über die devonischen Fische und Neuformung der zugehörigen Tafel, Herr Prof. Dr. W. GOTHAN durch eine Revision der paläobotanischen Teile unterstützt. Besonders aber hat mir Herr Prof. Dr. W. O. DIETRICH bei der Revision der paläontologischen Abschnitte und bei der Korrektur in selbstlosester Weise geholfen. Die Neuordnung der Register hat Frau A. ILLNER verständnisvoll durchgeführt.

Berlin, Dezember 1954.

INHALTSVERZEICHNIS

A. Die Voraussetzungen

I. Einleitung 3
1. Von den Aufgaben und Zielen der Erdgeschichte 3
2. Von den Methoden und Hilfswissenschaften der Erdgeschichte 4
3. Von der Geschichte der Geologie . 6
I. Allgemeiner Schriftennachweis . . 10

II. Von der Entstehung und Einteilung der Sedimente . 15
II. Schrifttum über Sedimentgesteine . 23

III. Von der Fazies 25
1. Von den Fossilien als Dokumenten der Vorzeit . 25
2. Von den Faziesbezirken der Erde 34
III. Schrifttum über biologische und petrographische Fazies . 41

IV. Von den Grundgesetzen der Stratigraphie und der relativen Zeitrechnung 43
IV. Schrifttum Stratigraphie 49

V. Von der Wandlung des Erdbildes (Paläogeographie) . 50
V. Schrifttum 54

VI. Von der absoluten Zeitrechnung 55
VI. Schrifttum 58

B. Die Urzeit (Präkambrium)

VII. Die ersten Stadien der Erdgeschichte 61
VII. Schrifttum 67

VIII. Das Archäozoikum und Proterozoikum . 68
1. Allgemeine Gliederungsprinzipien . 68
2. Die Anfänge des Lebens 73
3. Regionale Betrachtung . . 78
a) Der Baltische Schild . 78
b) Großbritannien . 84
c) Mitteleuropa . 86
d) Südeuropa . . 90
e) Nordamerika 91
f) Asien 94
g) Südkontinente . 95

4. Die subkambrische Lücke und das Eokambrium 97
5. Zusammenfassung über das Präkambrium 99
VIII. Schrifttum 104

C. Die Altzeit (Paläozoikum)

IX. Kambrium 112
1. Fauna und Biostratigraphie 112
2. Die Faziesgebiete 119
A. Das acado-baltische (atlantische) Reich 120
a) Englische Provinz 120
b) Die skandinavisch-baltische Provinz 121
c) Die mitteleuropäische Provinz 124
d) Die böhmische Provinz 126
e) Die südeuropäische Provinz 127
f) Die ostamerikanische Provinz 129
B. Das pazifisch-mediterrane Reich . . . 130
a) Die pazifische Provinz Nordamerikas 130
b) Die asiatische Provinz 131
c) Die australische Provinz 133
3. Das Gesamtbild des Kambriums 133
IX. Schrifttum Kambrium 137

Xa. Ordovizium (Untersilur) 139
1. Fauna und Stratigraphie 139
a) Graptolithenfazies 139
b) Die kalkig-sandige Fazies 143
2. Die Faziesgebiete . . . 148
A. Europa 148
a) Die kaledonische Geosynklinale 148
b) Das skandinavisch-baltische Flachmeer 152
c) Mitteleuropa 156
d) Südwesteuropäische Unterprovinz 159
B. Nordamerika 160
C. Asien 162
D. Die Südkontinente 163
3. Gesamtbild des Ordoviziums . . . 164

Xb. Gotlandium (Obersilur) 166
1. Fauna und Stratigraphie 166
Die Graptolithenfazies 166
Die sandig-kalkige Fazies 169
2. Die Faziesgebiete 179
A. Europa 179
a) Die kaledonische Geosynklinale 179
b) Das skandinavisch-baltische Flachmeer 182
c) Mitteleuropa 185
d) Die böhmisch-südeuropäische Unterprovinz 187

B. Nordamerika 188
C. Asien 190
D. Die Südkontinente . . 191
3. Gesamtbild des Gotlandiums . . . 191
4. Die kaledonische Tektogenese . . . 193
X. Schrifttum Silur 199
Xa. Schrifttum Kaledonische Gebirgsbildung 201

XI. Devon 202
1. Fauna und Biostratigraphie 202
2. Die Faziesgebiete 219
A. Europa 219
a) Der rote Nordkontinent 219
b) Die westeuropäische Meeresprovinz . 221
α) Mitteleuropa (Nordbecken) . . 221
β) Südbecken 230
c) Das osteuropäische Devon . . 233
d) Die uralische Geosynklinale . 235
B. Asien, Australien, Neuseeland 235
C. Nordamerika 237
D. Südamerika und Afrika, Antarktis . 239
3. Gesamtbild des Devons 240
XI. Schrifttum . . 243

XII. Karbon 246
1. Lebewelt und Biostratigraphie 246
2. Die regionale Verteilung . 267
A. Europa . . . 267
a) Westeuropa 267
b) Südeuropa 282
c) Osteuropa 285
B. Asien 288
C. Das arktische Becken 292
D. Nordamerika . . . 293
E. Die Südkontinente 296
XII. Schrifttum . 298

XIII. Perm (Dyas) 301
1. Lebewelt und Biostratigraphie . 301
2. Regionale Verteilung des Perms . 321
A. Europa 321
a) Westeuropa . 321
b) Osteuropa . 331
B. Arktis 333
C. Das eurasiatische Mittelmeer 334
D. Der Angara-Kontinent 339
E. Nordamerika 339
F. Die Südkontinente 341
XIII. Schrifttum . 346

XIIIa. Allgemeine Probleme des Jungpaläozoikums 350
1. Paläogeographie 350
2. Gebirgsbildung 352
A. Eurasien 352
B. Nordamerika 359
C. Südkontinente 360
3. Kohlenbildung 360
4. Vereisung der Südkontinente 362
XIIIa. Schrifttum 365

D. Die Mittelzeit (Mesozoikum)

XIV. Trias 369
1. Lebewelt und Biostratigraphie . . 369
2. Regionale Verteilung der Trias . 390
A. Das germanische Triasbecken . . . 390
B. Das westmediterrane Becken 399
C. Das triadische Mittelmeer oder die Tethys . 401
a) Der europäische Sektor 402
b) Das eurasiatische Grenzgebiet 409
c) Die Tethys in Asien 410
D. Der Sino-sibirische Kontinent 413
E. Das arktische Becken 413
F. Die Neue Welt (Andines Reich) . . . 415
G. Die terrestrische Trias der Südkontinente 416
3. Allgemeinbild der Triaszeit 418
XIV. Schrifttum Trias 421

XV. Jura 425
1. Lebewelt und Biostratigraphie 425
2. Regionale Verteilung des Jura 449
A. Die Mitteleuropäische Juraprovinz . . 451
B. Die Tethys (Mittelmeer) 463
a) Die europäische Provinz 463
b) Die Tethys im eurasiatischen Grenzgebiet 471
c) Die Tethys in Asien 474
C. Das Angara-Land 475
D. Der boreale und nordpazifische Jura 476
E. Der mexikanische und südandine Jura 480
F. Die Südkontinente und ihre Binnenmeere 482
3. Allgemeinbild der Jurazeit 484
XV. Schrifttum Jura 489

XVI. Kreide 495
1. Lebewelt und Biostratigraphie 495
2. Regionale Verteilung der Kreide 513
A. Westeuropa 517

B. Die Tethys in der Kreide 526
a) Der Abschnitt zwischen Europa und Afrika . 526
b) Die Tethys in Asien 538
C. Die boreale Kreide 540
D. Der pazifische Saum Asiens 542
E. Die Kreide Nordamerikas . 543
F. Die Südkontinente . 545
a) Südamerika 545
b) Südatlantische und indopazifische Kreide . 547
3. Allgemeinbild der Kreidezeit . 548
XVI. Schrifttum Kreide . . 552

E. Die Neuzeit (Kanäozoikum)

XVII. Tertiär 560
1. Lebewelt und Biostratigraphie . . 560
2. Regionale Verteilung des Tertiärs 580
A. Außeralpines Europa 580
a) Das nordeuropäische Festland . 581
b) Die mitteleuropäische Furche . 582
c) Die mitteleuropäische Schwelle . 591
B. Das Mittelmeergebiet 597
a) Der alpin-karpathische und osteuropäische Abschnitt . 597
b) Der westmediterrane Abschnitt 607
c) Die Hauptsenke des Mittelmeeres 609
C. Das Tertiär Asiens . . 613
D. Das Tertiär der Arktis . 616
E. Das Tertiär Nordamerikas . 616
F. Das Tertiär Südamerikas 619
G. Das Tertiär Afrikas 620
H. Das Tertiär Australiens und des Südpazifik . 620
3. Gesamtbild der Tertiärzeit 621
XVII. Schrifttum Tertiär 639
XVIIa Schrifttum über tertiäre Gebirgsbildung . 644

XVIII. Das Quartär . 646
1. Flora und Fauna . . 646
2. Regionale Beschreibung 654
A. Das nordeuropäische Vereisungsgebiet . 654
a) Untersuchungsmethoden 654
b) Gliederung und Morphologie 659
c) Der Rückzug des Eises und das Holozän . 663
B. Das extraglaziäre Gebiet Mitteleuropas . . 666
a) Dokumente und Untersuchungsmethoden . 666
b) Die Ereignisfolge 668
C. Die alpine Vereisung 670
D. Das Quartär des Mittelmeergebietes . 672

E. Das Quartär der übrigen Kontinente 674
3. Der Mensch im Quartär . . 676
4. Gesamtbild des Quartärs . . 680
XVIII. Schrifttum Quartär . 688

F. Synthese der Erdgeschichte

1. Die Sedimentbildung 695
2. Die Bewegungstypen der Erdrinde . 701
3. Gliederung der Erdrinde 704
4. Die erdgeschichtliche Bewegungsfolge . . 714
5. Die Klimate der Vorzeit 725
6. Die Geschichte des Lebens 727
a) Die Pflanzen . . . 727
b) Die wirbellosen Tiere . 728
c) Die Wirbeltiere . . . 737
7. Tiergeographie der Vorzeit 739
8. Erdgeschichte und Entwicklungsgeschichte . . . 742
9. Schlußwort 745
XIX. Schrifttum zur Synthese der Erdgeschichte . . 749

Sachverzeichnis 751

Fossilverzeichnis 774

Berichtigungen 808

A. DIE VORAUSSETZUNGEN

I. EINLEITUNG

1. Von den Aufgaben und Zielen der Erdgeschichte

Die Erdgeschichte erforscht die Wandlungen des Lebens der Erde und des Lebens auf der Erde. Ihre erste Aufgabe ist die Sammlung der überlieferten Dokumente, der Gesteine und der Fossilien, d. h. der ausgegrabenen Reste früherer Lebewesen. Ihre zweite Aufgabe ist die Ordnung dieser Dokumente nach dem Alter derselben, zu dessen Bestimmung besondere Methoden dienen, deren Erfahrungsschatz als Stratigraphie (Lehre von der Schichtfolge) und Biostratigraphie (Lehre von der Lebensfolge) bezeichnet wird.

Als weitere Aufgabe wissenschaftlicher Auswertung der geordneten Dokumente folgt die Rekonstruktion der Zustände in den einzelnen Phasen der Vorzeit:

1. Festlegung des geographischen Bildes in den einzelnen Erdepochen – Paläogeographie, im einzelnen; Verteilung von Land und Meer, Gebirge und Niederung, Flachmeer und Tiefsee, Verlauf von Meeresströmungen usw.

2. Ergründung der Klimate der Vorzeit – Paläoklimatologie, ausgehend von Dokumenten warmen, kalten, feuchten oder trockenen Klimas und ihrer geographischen Verteilung; Festlegung früherer Lagen von Pol und Äquator.

3. Feststellung früherer Tier- und Pflanzengemeinschaften und ihrer Lebensbedingungen – Paläobiologie.

Diese drei Aufgaben sind eng miteinander verknüpft und nur im Zusammenhange lösbar; ihre Lösung liefert ein Bild früherer Zustände, welches auch praktischen Wert hat, da die meisten Konzentrationen von Nutzstoffen, wie Kohle, Erdöl, Salz, auch Erz, nur unter bestimmten geographischen klimatischen und biologischen Bedingungen entstehen.

Die nächste, wichtigste Aufgabe der Erdgeschichte besteht aber darin, die einzelnen Zustände zu einer fortlaufenden Bilderreihe zusammenzufügen, welche die Wandlung des Erdbildes wiedergibt. Erst diese, mit Hilfe der Stratigraphie zu lösende Aufgabe, welche die Erdgeschichte von anderen Naturwissenschaften unterscheidet, ermöglicht die Frage nach den Gesetzmäßigkeiten im Werdegang der Erde und ersetzt damit das in der Geologie nur selten mögliche und selten beweisende Experiment. Auch hier lassen sich Teilaufgaben unterscheiden:

1. Geschichte der Festländer und Meere (Epirogenese) mit den sich daraus ergebenden Fragen nach den Ursachen der Überflutungen (Transgressionen) und Meeresrückzüge (Regressionen), nach der Permanenz der Großformen der Erdoberfläche, nach der Möglichkeit von Kontinentalverschiebungen, nach einem Rhythmus der Wandlungen usw. .

2. Geschichte der Gebirgsbildung (Orogenese), und zwar sowohl bezüglich der Struktur und Lagerung der Bausteine (Tektogenese), als auch bezüglich der Reliefbildung der Erde (Morphogenese). Hierher gehört auch der Werdegang der schmelzflüssigen Gesteine (Vulkanismus und Plutonismus). Aus der zeitlichen Ordnung der festgestellten Zustände ergibt sich die Bewegungsfolge (Kinematik) innerhalb des Planeten.

3. In ähnlicher Weise ergibt die zeitliche Ordnung wechselnder Klimate die Grundlage für das historische Verständnis der Klimakunde und damit für viele Fragen der kosmischen Geologie, wie Polverlagerungen, Wechsel der Sonnenstrahlung usw.

4. Die Ordnung der biologischen „Momentbilder" liefert schließlich die unentbehrlichen Unterlagen für die Entwicklungsgeschichte des Lebens und die Erforschung ihrer Gesetze.

2. Von den Methoden und Hilfswissenschaften der Erdgeschichte

Zur Ordnung und Deutung der anorganischen (Gesteine) und organischen (Fossilien) Dokumente bedarf der Geologe vor allem der Erfahrungen zweier Wissenschaften: der dynamischen (allgemeinen) Geologie und der Biologie, insbesondere der Biologie der Vorzeit (Paläontologie).

Betrachten wir zuerst die Gesteine. Ihre chemische Zusammensetzung, ihre Mineralbestände, die Art der Ausbildung (Struktur) und der Lagerung (Gefüge, Textur) dieser Bestandteile erlauben Rückschlüsse auf die Bildungsumstände. Wir erkennen vor allem, ob das Gestein eine erstarrte Schmelze darstellt (z. B. Lava), ob es aus einer wässerigen Lösung auskristallisierte (z. B. Salz), oder ob es aus zusammengeschwemmten Mineralpartikeln und Hartteilen von Tieren entstand. So unterscheidet man vor allem Massengesteine und Sedimente (Bodensatz), bei diesen wieder solche chemischer (Ausscheidung aus Lösungen), klastischer (zusammengeschwemmte Mineralpartikeln) und organischer (Bauten und Reste von Tieren) Art. Wir können ferner feststellen, ob ein Gestein innerhalb der Erdkruste gebildet wurde oder an ihrer Oberfläche; die ersten, zu denen ein Teil der Massengesteine gehört, bezeichnet man als interkrustale Gesteine, die zweiten, zu denen alle Sedimente und die an der Oberfläche erstarrten Massengesteine (Laven) zählen, nennt man superkrustale Gesteine.

Die allgemeine Geologie versucht nun die Prozesse, welche zu der Bildung bestimmter Gesteine führen, zu klären. Sie geht dabei von dem Prinzip des Aktualismus aus, das zuerst von C. E. von Hoff (1771 bis 1837) aufgestellt wurde, aber erst durch das Werk von Ch. Lyell (1797 bis 1875): Principles of Geology, volle Beachtung fand. Dieses Prinzip sagt aus, daß wir von den heute sichtbaren geologischen Vorgängen ausgehen müssen, um die der Vergangenheit zu verstehen. Wenn wir daher feststellen können, wie heute die Prozesse der Gesteinsbildung und Gesteinszerstörung verlaufen und welche Zeugen sie hinterlassen, so können wir umgekehrt aus einem vorliegenden Gestein auf seine Bildungsumstände schließen.[1]) Die Summe der Bildungsumstände er-

[1]) Das Prinzip des Aktualismus ist in letzter Zeit vielfach einer Kritik ausgesetzt gewesen; vgl. besonders BEURLEN (Zeitschr. f. d. ges. Naturwiss. 1–3, 1935–36). Aus dieser Kritik sei entnommen, daß zweifellos nicht mit einer Unveränderlichkeit der wirksamen Kräfte im

gibt das, was man als Gesteinsfazies bezeichnet, wobei für die Massengesteine vor allem die chemischen und physikalischen Verhältnisse der Schmelze (Zusammensetzung, Temperatur, Druck) ausschlaggebend sind, bei den Sedimenten aber die geographischen und biologischen Verhältnisse entscheidend einwirken.

Eine Einschränkung der aktualistischen Betrachtung liegt darin, daß ein Gestein nach seiner Bildung meist einer weiteren Umwandlung unterworfen war. So werden die Sedimente meist in lockerem Zustande abgelagert (z. B. Sand), und erst später durch Ausscheidungen wässeriger Lösungen verkittet (z. B. Sandstein). Solche nachträglichen Veränderungen bezeichnet man als Diagenese, wenn sie an der Oberfläche unter normalen Verhältnissen des Druckes und der Temperatur stattfinden, und als Metamorphose, wenn sie eine tiefgreifende Umwandlung bei hohem Druck und hoher Temperatur anzeigen. Eine Rekonstruktion der Fazies, d. h. der Bildungsumstände eines Gesteins erfordert also eine Unterscheidung der ursprünglichen, primären Merkmale und der späteren, sekundären Veränderungen. Wir können dann, als erstes Schema, folgende Einteilung der Gesteine vornehmen.

	In der Tiefe gebildet	An der Oberfläche gebildet
In der Tiefe umgeformt	Massengesteine der Tiefe (plutonische Gesteine) kristalline Schiefer zum Teil	kristalline Schiefer zum Teil
An der Oberfläche umgeformt	Massengesteine, an der Oberfläche erstarrt (vulkanische Gesteine)	Sedimente

Diese Überlegung zeigt, daß zur Deutung der Gesteine folgende Hilfswissenschaften besonders wichtig sind:

Mineralogie oder die Lehre von den chemisch homogenen Bestandteilen der Gesteine.

Petrographie oder die Lehre von den Gesteinen, ihrer Bildungsweise und ihren Umwandlungen. Die Sedimentpetrographie sei dabei besonders hervorgehoben.

Bodenkunde (Pedologie) oder die Lehre von den oberflächlichen Umwandlungen der Gesteine, insbesondere verursacht durch organische Einflüsse und das Klima.

Eine weitere Einschränkung der aktualistischen Betrachtung der Gesteinsbildung liegt darin, daß verschiedenartige Prozesse zu einem gleichen Resultat führen können (Konvergenz); einem Sandstein z. B. kann man nicht ohne weiteres ansehen, ob er im Meer, in einem Seebecken oder gar in der Wüste gebildet wurde. Daher werden die im Gestein eingeschlossenen Dokumente der organischen Welt zu einem entscheidenden Hilfsmittel für die Enträtselung der Fazies. Man kann auch von einer biologischen Fazies sprechen, d. h. von Tiervergesellschaftungen, welche für gewisse physikogeographische Zustände charakteristisch sind. Solche Tierformen werden als Faziesfossilien bezeichnet, wobei auch wieder das aktualistische Prinzip zu gelten hat,

Laufe der Erdgeschichte gerechnet werden kann, daß also der Aktualismus kein Axiom darstellt. Als Forschungsmittel (Methode) bleibt aber die Anknüpfung an die Verhältnisse der Gegenwart unerläßlich, da sie oft die einzige Anschauungs- und Beobachtungsgrundlage darbietet, ohne die keine Naturwissenschaft bestehen kann.

welches hier besagt, daß der tierische oder pflanzliche Organismus auf die äußeren Umstände früher ähnlich reagieren mußte wie heute.

Neben der Paläontologie, d. h. der Lehre von den Lebewesen der Vorzeit, und der Biologie, welche uns über die heute lebenden Tiere unterrichtet, sind weitere Schlüsse auf die Fazies aus der Einbettungsart der tierischen Reste möglich, ein Fragenkomplex, den J. WEIGELT als Biostratonomie bezeichnet hat.

Die weitere Aufgabe, die Vereinigung der einzelnen Bilder zu einer fortlaufenden Geschichte der Erde, bedarf einer Feststellung des relativen Alters der Dokumente, die sich wieder auf die allgemeine Geologie und die Paläontologie gründet. Die relative Altersbestimmung der Gesteine erfolgt in erste Annäherung aus ihrer Lagerung. Bei Sedimenten liegen im Normalfall die jüngeren Schichten über den älteren; bei Massengesteinen erfährt diese Regel eine sinngemäße Umgestaltung (s. unten). Infolge häufiger nachträglicher Lagerungsstörungen, zahlreicher Lücken in der Schichtenserie und infolge der Wiederholung ähnlicher Gesteinsbildung in verschiedenen Zeiten genügt diese Regel nicht. Hier greift wieder die Paläontologie ein, und zwar auf der Grundlage des empirisch festgestellten Gesetzes, daß Gesteine mit gleichen Fossilien auch gleichzeitig gebildet sein müssen. Die Entwicklung der organischen Welt ist, im Gegensatz zum anorganischen Geschehen, ein einmaliger Prozeß, dessen einzelne Stadien auch als Zeitmarken dienen können. Fossilien, die für einen kurzen Abschnitt der Erdgeschichte besonders bezeichnend sind, werden Leitfossilien genannt. Die auf der Lagerungslehre beruhende Stratigraphie oder Beschreibung der Aufeinanderfolge der Gesteinsschichten wird also ergänzt durch die Biostratigraphie oder Lehre von der Aufeinanderfolge der Lebewesen. So erhalten wir das, anderen Naturwissenschaften fremde, für die Erdgeschichte aber entscheidende zeitliche Moment, welches eine geschichtliche Ordnung der einzelnen, rekonstruierten Zustände gestattet.

3. Von der Geschichte der Geologie

Die geschilderte Zielsetzung und Methodik der Geologie stellt eine Errungenschaft des neunzehnten Jahrhunderts dar; alles, was früher über historische Geologie geschrieben wurde, hat heute nur noch geschichtlichen Wert.

Im Altertum und auch im Mittelalter ist ein Versuch, das Problem der Zeit auf die geologischen Beobachtungen anzuwenden, überhaupt nicht gemacht worden, obwohl dazu verwertbare Beobachtungen an sich schon bekannt waren. So war z. B. den Ägyptern der Vorgang der Sedimentbildung infolge der jährlichen Überschwemmungen des Nils und der dabei erfolgenden Ablagerung von Schlamm durchaus geläufig. Folgerungen wurden daraus aber kaum gezogen, vor allem deshalb, weil das Wesen der Versteinerungen bis zum 18. Jahrhundert unklar blieb. Die organische Natur der Fossilien, ihr prinzipieller Unterschied gegenüber Mineralien, Konkretionen und anderen anorganischen Gebilden blieb auch dann noch unklar, als man schon lange angefangen hatte, diese „Spiele der Schöpfung" (ludus naturae) in Raritätenkabinetten zu sammeln und sogar in Katalogen abzubilden und zu beschreiben.

Die Mißdeutung der Fossilien geht anscheinend auf ARISTOTELES zurück, dessen Aussagen ja über das Zeitalter der Scholastik hinaus ohne Nachprüfung übernommen

wurden. Fischreste, welche in karbonischen Schiefern bei Heraklea gefunden wurden, hatte ARISTOTELES als Gebilde gedeutet, die im Gestein selbst aus dem hinterlassenen Samen von Seefischen entstanden sind. Dieser Gedanke kehrt in mannigfacher Variation, zum Teil durch Vermittlung der arabischen Philosophie (AVICENNA), immer wieder; sei es, daß man von „Versuchen des Schöpfers", von einer „Samenluft vom Meere", von einem Einfluß der Gestirne oder von einer bildenden Kraft („vis formativa", ALBERTUS MAGNUS) spricht; immer bleiben die Fossilien „nie geborene Embryonen von Organismen einer früheren Erdperiode".

Als tragisch-grotesker Abschluß dieser Anschauungen kann das 1726 erschienene Buch des Würzburger Professors BERINGER betrachtet werden, in dem eine große Fülle von derartigen „Figurensteinen" abgebildet ist. Es findet sich unter ihnen kein echtes Fossil; neben mehr oder weniger gelungenen Nachbildungen von Tieren erkennt man Gestirne, Häuser, ganze Städte. Die Figurensteine waren „Lügensteine"; BERINGER war einer Täuschung durch drei junge Burschen zum Opfer gefallen, welche, von seinen Gegnern angestiftet, ihm Fälschungen unterschoben.[1]) Bezeichnend ist übrigens, daß der englische Forscher MARTIN LISTER (1638 bis 1711), welcher die Horizontbeständigkeit der Fossilien erkannte und damit gleichsam schon den Begriff der Leitfossilien vorwegnahm, trotzdem an ihren anorganischen Charakter glaubte.

Es muß indessen betont werden, daß einige hervorragende Geister, welche sich vom klassischen Autoritätsglauben freigemacht hatten und zu eigener Beobachtung übergingen, schon früh das wahre Wesen der Fossilien erkannten. Zu ihnen gehört vor allem LEONARDO DA VINCI (1452 bis 1529), welcher bei Kanalbauten in Norditalien gefundene Fossilien schon richtig als Zeugen einstiger Meeresbedeckung deutete, und auch AGRICOLA (1494 bis 1555), welcher zum mindesten für fossiles Holz und Knochen die organische Herkunft und eine Erhaltung unter dem Einfluß eines „Steinsaftes" (succus lapidescens) annahm. Ähnliche Bemerkungen findet man im 15. Jahrhundert bei ALESSANDRO, später bei STENO (1669), der die Bedeutung der Schichtung erkannte und Ablagerungen von Meereswasser und süßem Wasser unterschied. Einer wissenschaftlichen Auswertung dieser Erkenntnis stand aber der mosaische Schöpfungsglaube entgegen, unter dessen Einfluß sie zwangsläufig in die Theorie der Diluvianer einmünden mußte, in die Vorstellung, daß die Fossilien Dokumente einer einmaligen Katastrophe — der Sintflut seien. Hat doch sogar noch der hervorragende Züricher Naturforscher SCHEUCHZER (1672 bis 1733) Reste eines Riesensalamanders aus der Molasse von Oehningen als Skelett eines bei der Sintflut umgekommenen Menschen betrachtet (homo diluvii testis) und mit folgendem Verse kommentiert: „Betrübtes Beingerüst von einem armen Sünder — Erweiche Sinn und Herz der neuen Bosheitskinder!"

Die Objektfremdheit, d. h. eine im wesentlichen spekulative Schilderung der Erdgeschichte, bleibt auch bei den Forschern des 17. bis 18. Jahrhunderts bestehen, welche sich, wie LEIBNIZ (Protogaea, 1693), GUETTARD und vor allem BUFFON (Epoques de la nature, 1780) von dem mosaischen Sintflutglauben freigemacht hatten.

Der entscheidende Fortschritt, d. h. die Geburt der Geologie als Wissenschaft, fällt in die Zeitwende des 18. und 19. Jahrhunderts. Dieser Fortschritt ist Praktikern zu verdanken, welche unmittelbar von der Beobachtung in der Natur ausgingen. ABRAHAM GOTTLOB WERNER (1749 bis 1817), der Freiberger Bergmann und Begründer wissenschaftlicher Geologie überhaupt, hat durch die Aufstellung des Begriffes der L a g e r u n g die Möglichkeit einer Stratigraphie geschaffen, indem er lehrte, die ü b e r einander liegenden Gesteinsschichten als Zeugen von n a c h einander gebildeten

[1]) Die Geschichte dieser Fälschung hat KIRCHNER aufgedeckt. — Zeitschrift der Deutschen Geol. Ges. 87, 1935, S. 607—615.

Gesteinen zu betrachten. Wenn auch seine theoretischen Folgerungen weniger glücklich waren und seine Unterscheidung von fünf Formationen (Urgebirge, Übergangsgebirge, Flözgebirge, aufgeschwemmtes Gebirge, vulkanische Gesteine) heute nur historisches Interesse hat, so hat er doch das grundlegende Prinzip der zeitlichen Einteilung erkannt. Die unbedingt notwendige Ergänzung in Gestalt einer Einteilung nach Leitfossilien verdankt man den Arbeiten des englischen Ingenieurs WILLIAM SMITH (1769 bis 1839), eines genialen Autodidakten, welcher beim Studium englischer Kanalbauten die unbedingte Horizontbeständigkeit der Fossilien im Jura feststellte und in Profilen festlegte.

Damit war das zeitliche Moment, die Möglichkeit, die Erde als etwas Gewordenes zu betrachten, gewonnen und die Methode gegeben, die nun in Deutschland durch L. v. BUCH (1774 bis 1852), E. F. von SCHLOTHEIM (1765 bis 1832), BRONN und GOLDFUSS, in Frankreich durch CUVIER (1769 bis 1832), BROGNIART (ALEXANDER, 1770 bis 1847, und ADOLPH, 1801 bis 1876, Pflanzenentwicklung) und G. P. DESHAYES (1796 bis 1875), in England durch CONYBEARE (1787 bis 1857), PHILLIPS (1880 bis 1874), SEDGWICK und MURCHISON in wenigen Jahrzehnten und fast gleichzeitig zu einer Aufklärung der Grundzüge der Formationskunde führte.

Die theoretische Basis blieb freilich unzureichend, solange der Entwicklungsgedanke der organischen Welt nicht durchgedrungen war und man an der CUVIERschen Kataklysmentheorie, d. h. an der Annahme mehrerer aufeinander folgender Neuschöpfungen, die immer wieder zerstört wurden, festhielt. Erst CH. DARWINS „Entstehung der Arten" und CH. LYELLS Aufstellung des Aktualitätsprinzips (Principles of Geology, 1833) konnte hier die Wandlung zu den modernen Anschauungen bringen, welche zwar mit dem Aussterben von Arten, Gattungen und sogar Tierklassen rechnen, aber die Kontinuität des Werdeganges der Erde und der Entwicklung des Lebens betonen.

Das neunzehnte Jahrhundert wird damit vor allem zu einer Zeit der Sammlung, Sichtung und systematischen Ordnung des stratigraphischen und biostratigraphischen Materials, also zur deskriptiven Phase der Wissenschaftsentwicklung. Am Ende des vierten Jahrzehntes ist die Grundlage des Zeitschemas – die Unterscheidung der drei Aeren Paläozoikum, Mesozoikum und Neozoikum schon vorhanden.

Das Mesozoikum, welches infolge weiter Verbreitung, wenig gestörter Lagerung und reichen Fossilinhalts am leichtesten zu gliedern war, ist zuerst geklärt worden; auch später blieb die Juraformation, dank den Arbeiten von QUENSTEDT, OPPEL, D'ORBIGNY, CONYBEARE und PHILLIPS das klarste und überzeugendste Beispiel einer stratigraphischen, auf Fossilien begründeten Gliederung. Es folgte das Tertiär (CUVIER, DESHAYES, BRONN, BROCCHI), dessen Verteilung auf einzelne Becken und großer Fazieswechsel schon mehr Schwierigkeiten bot; dann das Paläozoikum (MURCHISON, BARRANDE, SEDGWICK, FERD. ROEMER, ANGELIN), welches infolge oft gestörter Lagerung und starker Metamorphose erst zuletzt die Grundzüge seiner Gliederung offenbarte. Für die älteste Abteilung der Erdgeschichte, das Präkambrium, ist infolge des Fossilmangels und der intensiven Metamorphose und tektonischen Gestörtheit die Gliederung auch heute noch nicht abgeschlossen.

Der jüngste Abschnitt der Erdgeschichte, das Quartär oder Diluvium, kam auch erst spät in den Bereich stratigraphischer Gliederungsversuche, da dem sporadischen Auftreten und der ungeheuren faziellen Mannigfaltigkeit der Sedimente mit den normalen Methoden nicht beizukommen war. Zuerst mußte der Ursprung des wichtigsten diluvialen Sediments — des

Geschiebemergels festgestellt werden; erst nachdem seine glaziale Natur in den siebziger Jahren bewiesen wurde (TORELL), konnte zu der Ausarbeitung besonderer Methoden der Gliederung geschritten werden, welche auf einer Kombination klimatischer, geographischer (morphologischer), paläontologischer und prähistorischer Beobachtungen beruhen.

Nachdem das Schema in der Mitte des Jahrhunderts für Europa in großen Zügen feststand, sehen wir später die Arbeit vor allem auf eine genauere Festlegung der Formationsgrenzen und auf die Übertragung auf andere Weltteile konzentriert. Damit beginnen auch schon die ersten Ansätze zu der Paläogeographie und zu einer Entwicklungsgeschichte der Tierwelt.

Schon aus den fünfziger Jahren sind paläogeographische Karten von GODWIN-AUSTEN, CRIVELLI und anderen bekannt; später seien besonders die NEUMAYRschen Untersuchungen über die Jurazeit (1883—1885) hervorgehoben. Die Versuche, die Ergebnisse der Paläontologie mit der, vorwiegend auf der DARWINschen Schule beruhenden Stammesgeschichte in Einklang zu bringen, setzen auch schon in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts ein. Man kann aber heute sagen, daß die Basis dafür noch zu eng, das Material zu lückenhaft war, so daß manches Vorurteil über die phantastischen Annahmen der Geologie auf diese unzureichenden Grundlagen zurückgeht. Wohl konnte in großen Zügen das späte Erscheinen der höchstorganisierten Stämme bestätigt werden, im einzelnen ergab sich aber zunächst wenig Übereinstimmung zwischen Paläontologie und Entwicklungslehre, so daß beide Wissenschaften sich sogar weitgehend einander entfremdeten. Erst die Jahrhundertwende brachte einen gewissen Umschwung, der in beiden Fächern mit einem Übergang von der deskriptiven Forschung zu einer vertieften Betrachtung des Materials zusammenfiel.

Im 20. Jahrhundert stehen entsprechend dieser vertieften Betrachtung fünf Arbeitsrichtungen im Vordergrund:

1. Die Erforschung der Beziehungen zwischen Fossil und Umwelt, d. h. einerseits die besonders von O. ABEL gepflegte Erforschung der Lebensweise fossiler Tiere, fußend auf den Beziehungen zwischen Körperform und Funktion, andererseits die Erforschung der Lebensbedingungen, also eine intensive Berücksichtigung der Fazies, die vor allem durch die Arbeiten von JOH. WALTHER eingeleitet wurde.

2. Die stratigraphische Feinuntersuchung, welche, von streng nach Schichten gesammelten Fossilien ausgehend, die Wandlung eines Leitfossiltypus in der Zeit festzulegen sucht, um aus der Richtung dieser Wandlungen der Artenmerkmale kleinste Zeitmarken zu gewinnen. Diese, gewöhnlich als *Biostratigraphie* bezeichnete Forschungsrichtung wurde in Deutschland besonders durch die Arbeiten von WEDEKIND eingeleitet.

3. Die Verwendung der exakten Stratigraphie zur genauen Festlegung der Zeit geologischer Vorgänge – der Gebirgsbildungen, kontinentaler Hebungen und Senkungen, vulkanischen Erscheinungen usw. Die Arbeiten von STILLE sind in dieser Hinsicht als grundlegend zu nennen.

4. Die ausführliche Klärung der Stratigraphie des Quartärs, auf deren besondere Methoden schon oben hingewiesen wurde, hat sich immer mehr zu einer Sonderdisziplin entwickelt, deren Literaturverzeichnis größer ist, als das mehrerer anderer Formationen zusammengenommen.

5. Auch die Erforschung und Gliederung des Präkambriums nimmt eine Sonderstellung ein, welche auf der Fossilarmut und dem starken Umwandlungsgrad der zugehörigen Schichten beruht. Hier sind es vor allem petrographische und chemisch-physikalische Methoden, welche den Gang der Erforschung beeinflussen.

I. ALLGEMEINER SCHRIFTENNACHWEIS

1. Methode und Erkenntnis

ANDRÉE, K., Rezente und fossile Sedimente. Erdgeschichte mit oder ohne Aktualitätslehre. — Geol. Rundschau, 29, H. 3/5, 1938.
BEURLEN, K., Sinn und Ziel geologischer Forschung. — Kiel. Verl. Lipsius u. Fischer 1935.
—, Bedeutung und Aufgabe geologischer Forschung. — Zeitschr. f. d. ges. Naturw., H. 1/2, 1935.
—, Der Zeitbegriff in der modernen Naturwissenschaft und das Kausalitätsprinzip. — Kant-Studien, 41, 1936.
BUBNOFF, S. v., Grundprobleme der Geologie, eine Einführung in geologisches Denken. — 3. Aufl., Berlin, 1954.
HAARMANN, E., Um das geologische Weltbild. — Stuttgart, Verl. F. Enke, 1935.
SCHINDEWOLF, O. H., Der Zeitfaktor in Geologie und Paläontologie. — Stuttgart, 1950.
SEMPER, M., Die geologischen Studien Goethes. Beiträge zur Biographie G.'s und zur Geschichte und Methodenlehre der Geologie. — Leipzig, Verl. Veit u. Co., 1914.
SIMON, W., Zeitmarken der Erde. — Braunschweig, 1948.

2. Lehrbücher der historischen Geologie

BORISSJAK, A., Leitfaden der historischen Geologie (russisch). — Leningrad 1935.
BRINKMANN, R., E. KAYSER's Abriß der Geologie, II. Band. — Stuttgart, Verl. F. Enke, 1948.
GIGNOUX, M., Géologie stratigraphique. — Paris, Verl. Masson u. Co., 4. Aufl. 1950.
Grundzüge der Geologie, unter Mitarbeit zahlreicher Geologen herausg. v. W. SALOMON. 2 Bände (Allg. Geolog. u. Erdgeschichte). — Stuttgart, E. Schweizerbart'scher Verlag, 2. Aufl. 1948.
HAUG, E., Traité de Géologie. Bd. II, Les périodes géologiques. — Paris, Verl. A. Colin, 1908—1911.
KAYSER, E., Lehrbuch der geologischen Formationskunde. 2 Bände. — Stuttgart, Verl. F. Enke, 1924.
PIRSSON, L., & CH. SCHUCHERT, Foundations of Geology. — New York, Verl. J. Wiley & S., 1931.
RAMSAY, W., Geologiens Grunder. Band II. — Helsinki 1931.
SCHUCHERT, CH., & DUNBAR, C. O., Textbook of Geology, Part. II, 1933.
STAMP, L. D., An Introduction to Stratigraphy. — London, Verl. Th. Murby u. Co., 1923.
STRACHOFF, N. M., Historische Geologie. — Moskau 1948.
TERMIER, H. u. G., Histoire géologique de la biosphère. — Paris, Masson u. Co., 1952.
WAGNER, G., Einführung in die Erd- und Landschaftskunde. — Oehringen, Verl. Hohenlohesche Buchhandlung, 2. Auflage 1950.

3. Anorganische Hilfsfächer

BARTH, T. F. W., CORRENS, C. W., ESKOLA, P., Die Entstehung der Gesteine. — Berlin, Verl. J. Springer, 1939.

BRINKMANN, R., E. KAYSERs Abriß der Geologie. I. Band, 6. Auflage. — Stuttgart, Verl. F. Enke, 1940.
BÜLOW, K. v., Deutschlands Wald- und Ackerböden. Deutscher Boden, Bd. III, Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1936.
CLOOS, H., Einführung in die Geologie. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1936.
GHEYSELINCK, R., Die ruhelose Erde. Eine populäre Einführung in die Geologie. — Berlin, Deutscher Verlag 1938.
KAYSER, E., Lehrbuch der allgemeinen Geologie. 2 Bände. — Stuttgart, Verl. F. Enke, 1921.
KLOCKMANN-RAMDOHR, Lehrbuch der Mineralogie. — Verl. F. Enke, Stuttgart, 14. Auflage, 1954.
LAATSCH, W., Dynamik der mitteleuropäischen Mineralböden. — Leipzig, Verl. Steinkopf, 3. Aufl., 1954.
LINCK, G., und H. JUNG, Grundriß der Mineralogie und Petrographie. — Jena, Verl. G. Fischer, 1935.
RINNE, F., Gesteinskunde. — Leipzig, Verl. Jänecke, Leipzig, 10./11. Auflage 1928.
ROSENBUSCH, H., und A. OSANN, Elemente der Gesteinslehre. — Stuttgart, Verl. E. Schweizerbart, 4. Aufl., 1922.
SCHUCHT, F., Grundzüge der Bodenkunde. — Berlin, Verl. P. Parey, 1930.
STREMME, H., Grundzüge der praktischen Bodenkunde. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1926.
WOLFF, F. von, Gesteinskunde der Eruptiva, Pößneck 1950.

4. Organische Hilfsfächer

ABEL, O., Die Stämme der Wirbeltiere. — Berlin, Verl. W. de Gruyter u. Co., 1919.
—, Lehrbuch der Paläozoologie. — Jena, Verl. G. Fischer, 2. Aufl. 1924.
—, Lebensbilder aus der Tierwelt der Vorzeit. — 2. Aufl. Jena, 1927.
BORISSJAK, A., Grundprobleme der evolutionären Paläontologie. — Moskau — Leningrad, 1947.
BUBNOFF, S. v., Leitfaden zur Einführung in die Paläontologie der Wirbellosen. — Geologica, H. I, Akademie-Verlag, Berlin, 1949.
FELIX, J., Leitfossilien. — Leipzig, Verl. W. Engelmann, 1924.
GOTHAN, W., Das frühere Pflanzenkleid des deutschen Bodens. — Deutscher Boden, VIII, Verl. Gebr. Borntraeger, 1939.
—, und H. WEYLAND, Lehrbuch der Paläobotanik. — Berlin, Akademie-Verlag, 1954.
HENNIG, E., Wesen und Wege der Paläontologie. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1932.
JAEKEL, O., Die Wirbeltiere. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1911.
KUHN, O., Die fossilen Reptilien. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1937.
—, Die Phylogenie der Wirbeltiere. — Jena 1938.
—, Die fossilen Amphibien. — Berlin 1939.
—, Die Stammesgeschichte der wirbellosen Tiere im Lichte der Paläontologie. — Jena 1939.
MÜLLER, A. H., Grundlagen der Biostratonomie. — Abh. d. D. Ak. d. W. Berlin, Jg. 1950, Nr. 3, 1951.
NEAVERSON, E., Stratigraphical Palaeontology. — London, Macmillan Verl., 1928.
PEYER, B., Geschichte der Tierwelt. — Zürich, 1950.
QUENSTEDT, F. A., Petrefaktenkunde Deutschlands, 8 Bände. — Tübingen und Leipzig, 1846—1884.
RICHTER, R., Einführung in die zoologische Nomenklatur durch Erläuterung der internationalen Regeln. 2. Aufl. — Frankfurt/M., 1949.
ROMER, A. S., Vertebrate Paleontology, 2. Aufl. — Chicago, 1945.
SCHMIDT, H., Einführung in die Palaeontologie. — Stuttgart, Verl. F. Enke, 1935.
SHIMER & SHROCK. Index fossils of North Amerika. — New York, 1948.

STROMER v. REICHENBACH, E., Lehrbuch der Paläozoologie. — Leipzig, Verl. Teubner, 1909.
TRIEBEL, E., Methodische und technische Fragen der Mikropaläontologie. — Frankfurt/M., 1947.
WEDEKIND, R., Einführung in die Grundlagen der historischen Geologie. I. Band, 1935. II. Band, 1937. — Stuttgart, Verl. F. Enke.
ZITTEL, K. A. v., Grundzüge der Paläontologie, 2 Bände. Invertebrata, 6. Aufl. 1922; Vertebrata, 4. Aufl. 1923. — München, Verl. R. Oldenbourg.
— & EASTMAN, Textbook of Paleontology, 3 Bände. — London, 1925 u. 1932.

5. Handbücher und Nachschlagewerke der Paläontologie und Biostratigraphie

DAVIDSON, Th., British fossil Brachiopoda. — London 1851—1884.
Fossilium catalogus. — Berlin, S'Gravenhage. Erscheint seit 1913.
FRECH, F., und ROEMER, F., Lethaea geognostica. — Stuttgart. Erschienen: Paläozoikum 1880—1901; Trias 1903—1908; Untere Kreide (KILIAN) z. T.; Quartär (GEINITZ) 1904.
GOLDFUSS, A., Petrefacta Germaniae. — Düsseldorf 1826—1844.
GÜRICH, G., und and., Leitfossilien. Erschienen sind: Kambrium, Silur, Devon (GÜRICH), Karbon (H. SCHMIDT), Perm, Trias (DIENER), Jura u. Kreide (DACQUÉ). — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1908—1942.
KATALOGE des British Museum of nat. science, London.
LAMOUCHE, Fossiles caractéristiques. Kambrium — Tertiär. — 1925 — 1928. Paris.
D'ORBIGNY, A., & Nachf., Paléontologie française. 45 Bände Jura, Kreide, Tertiär. — Paris, 1840 bis 1894.
QUENSTEDT, F., Petrefaktenkunde Deutschlands. — Leipzig 1868 bis 1881.
ZITTEL, K. A. v., Handbuch der Palaeontologie. 5 Bände. — Stuttgart 1876 bis 1893.

Von paläontologischen Zeitschriften seien genannt:

Annales de Paléontologie. — Paris. Seit 1906.
Fortschritte der Paläontologie, herausgegeben von O. SCHINDEWOLF, Sammelreferate. Berlin, I. Band 1937, II. Band 1939.
Journal of Paleontology. — Menaska, Wisc. Seit 1926.
Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Teil II. Abhandl. u. Monatshefte. — Stuttgart. Begründet 1807. Referaten-Z.
Paläbiologica, Wien. Seit 1928.
Palaeontographia italica, Pisa. Seit 1895.
Palaeontographica, Stuttgart. Seit 1845, enthält viele grundlegende Monographien.
Paläontologie der UdSSR, Moskau—Leningrad. Monographien.
Paläontologia polonica, Warszawa. Seit 1932.
Paläontologia sinica, Peking. Seit 1922.
Palaeontographical Society, London. Seit 1847, enthält viele grundlegende Monographien.
Palaeontologische Zeitschrift, Suttgart. Seit 1914.
Schweizerische paläontologische Abhandlungen, Basel. Seit 1874.

6. Regionale Geologie, Handbücher und allgemein wichtige Werke

ARCHANGELSKI, A., Übersicht über den geologischen Bau des europäischen Rußland. — Moskau—Leningrad 1922.
—, Geol. Bau der UdSSR. — Moskau 1939.

BUßNOFF, S. v., Geologie von Europa. Erschienen: Osteuropa, Bd. I; Außeralpines Westeuropa, Bd. II, 1 bis 3. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1926 bis 1936.
–, Fennosarmatia. — Berlin 1952.
DAVID, E., The Geology of the Commonwealth of Australia, 3 Bände. — London, 1950.
DEECKE, W., Geologie von Pommern. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1907.
–, Geologie von Baden. — Berlin, Verl. desgl., 1916 bis 1918.
DORN, P., Geologie von Mitteleuropa. — Stuttgart, 1951.
DU TOIT, A. L., The Geology of South-Africa, 2. Aufl. — Edinburgh, 1939.
EARDLEY, A. J., Structural Geology of North-America. — New York, 1951.
EVANS, J. W., & STUBBLEFIELD, C. J., Handbook of the geology of Great Britain. — London 1929.
FREBOLD, H., Geologie von Spitzbergen, Bären-Insel, Franz-Joseph-Land usw. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1935.
–, Geologie des Barentsschelfes. Abh. d. Ak. d. W., Berlin Jg.1950, Nr. 5, 1951.
GEINITZ, E., Geologie Mecklenburgs. — Rostock 1922.
GERTH, H., Geologie Südamerikas I, II. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1932 bis 1935.
GRABAU, A., Stratigraphy of China. — Peking 1923 bis 1925.
–, Palaeozoic formations in the light of the Pulsation theory. Erschienen Bd. I, II, III, 1 bis 2 (Kambrium und Kambrovizium). — Peking 1936 bis 1938.
HANDBUCH der regionalen Geologie, hrsg. von G. STEINMANN und O. WILCKENS. — Heidelberg, Verl. Winter. Erschienen 1910 bis 1937: 1. Dänemark, 2. Island, 3. Philippinen, 4. Mittelatlantische Inseln, 5. Neuseeland, 6. Madagaskar, 7. Spanien, 8. Persien, 9. Ozeanien, 10. Armenien, 11. Vereinigte Staaten, 12. Niederlande, 13. Fennoskandia, 14. Westafrika, 15. Antarktis, 16. Küstenländer von Österreich-Ungarn, 17. Syrien, Arabien, Mesopotamien, 18. Österreichische und deutsche Alpen, 19. Zentralasien, 20. The british isles, 21. Grönland, 22. Kleinasien, 23. Ägypten, 24. Nordatlant. Inseln, 25. Kaukasus, 26. Abessomalien, 27. Südafrika, 28. Baltische Länder, 29. Mittelamerika.
HEIM, A., Geologie der Schweiz. — Leipzig 1919 bis 1922.
HENNIG, E., Geologie von Württemberg. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1923.
KATZER, F., Geologie von Böhmen. — Prag 1892.
v. KLEBELSBERG, R., Geologie von Tirol. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1934.
KOCH, L., Geologie von Grönland. — Berlin 1935.
KRENKEL, E., Geologie Afrikas I, II, III, 1 bis 2. — Berlin, Verl. desgl., 1925 bis 1938.
LEUCHS, K., Geologie der Bayerischen Alpen. — Berlin, Verl. desgl., 1927.
–, Geologie von Asien. Erschienen Bd. I, 1 bis 2. — Berlin, Verl. desgl., 1835 bis 1937.
MADSEN, H., und andere, Übersicht über die Geologie von Dänemark. — Danm. Geol. Unders. 5. R., Nr. 4, 1928.
MAGNUSSON, N. H., und andere, Sveriges geologi. 2. Aufl. — Stockholm, 1949.
MURCHISON, R., DE VERNEUIL, E., und VON KEYSERLING, A., The Geology of Russia. — London 1845.
OBRUTSCHEFF, W., Geologie von Sibirien. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1926.
PIETZSCH, K., Abriß der Geologie von Sachsen. — Berlin, 1951.
Regionale Geologie der Erde, herausgegeben von ANDRÉE, BROUWER und BUCHER. — Leipzig. Erschienen sind: BAILEY-HOLTEDAHL, NW.-Europa, 1938; H. BECKER, Mitteleuropa, 1938; E. HENNIG, Afrika, 1938; COTTER, The Indian Peninsula and Ceylon, 1938; CLARKE, Middle and West Australia, 1938; WATERS & HEDBERG, The North American Cordillera and the Caribbean Region, 1939; GERTH, Die Kordilleren Südamerikas, 1939; TAYLOR, Antarctica 1940; NORIN, Tarim Basin, 1941; ANTEVS, The Quarternary of North America, 1941; SAURAMO, Fennoskandien im Quartär, 1941.
REED, F. A. C., The Geology of the British Empire. — London, 1950.
RUEDEMANN, R., u. BALK, R., Geology of North-America, Bd. I (Introductory Chapters and Geology of the Stable Areas). Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1939.

SCHUCHERT, Ch. Sites and Nature of the North-American Geosynclines. Amer. Journ. of Geology, 34, 1923.
SUESS, E., Das Antlitz der Erde. — Wien 1885 bis 1909.
TERMIER, Th., Études géologiques sur le Maroc central et le Moyen Atlas septentrional. 4 Bände. — Rabat 1936.
WADIA, D. N., Geology of India. — London, 1939.
WEGNER, Th., Geologie Westfalens. — Paderborn 1926.
WOLDSTEDT, P., Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. — Stuttgart, 1950.
WOLFF, W., und HECK, L., Erdgeschichte und Bodenaufbau Schleswig-Holsteins, 3. Aufl. — Hamburg, 1949.
WURM, A., Geologie von Bayern, I (Ostbayern). — Verl. Gebr. Borntraeger, Berlin 1925.

7. Geschichte der Geologie

FREYBERG, B., Die geologische Erforschung Thüringens in älterer Zeit. — Berlin, 1932.
FAIRCHIELD, H. L., The geological Society of America 1888 bis 1930. A chapter in Earth Science History. — New York 1932.
GEIKIE, A., The founders of Geology. — London 1905.
HUMMEL, K., Geschichte der Geologie. — Samml. Göschen, Berlin 1925.
Jubiläumsband der Deutschen Geologischen Gesellschaft (1848 bis 1948). — Hannover 1950.
Livre jubilaire de la Société géologique de France (1830 bis 1930). — Paris 1930.
ZITTEL, K. A. v., Geschichte der Geologie und Paläontologie bis Ende des 19. Jahrhunderts. — München und Leipzig 1899.

II. VON DER ENTSTEHUNG UND EINTEILUNG DER SEDIMENTE

Für die Entschleierung der Erdgeschichte sind die Sedimente der Erdoberfläche wesentlich wichtiger, als die „innenbürtigen" Massengesteine, auf die wir nur gelegentlich zurückgreifen werden.

Die anorganische Geschichte der Erdoberfläche wird von einer vermutlich rhythmischen Wechselfolge der Gesteinszerstörung und der Gesteinsneubildung beherrscht. Da die Erde ein in sich abgeschlossenes System ist, d. h., da ihr weder kosmisches Material in nennenswertem Umfange zugeführt werden kann, noch umgekehrt irdische Stoffe in nennenswerter Menge in den Kosmos entweichen, so ist die Neubildung und Zerstörung von Gesteinen eigentlich nur eine Überführung in einen neuen Zustand. Mit anderen Worten: zu einem Gebiet der Gesteinsbildung gehört notwendigerweise ein Gebiet der Gesteinszerstörung, dem das erste sein Material entnimmt.

Das Material der neugebildeten Sedimente entstammt also älteren Gesteinen, welche durch Hebung in das Gebiet der Gesteinszerstörung, d. h. in das Gebiet der Wirkung exogener Kräfte gekommen sind. Das können zum Teil auch Sedimente sein; letzten Endes muß aber dieses Material auf Massengesteine, auf die Erstarrungsrinde der Erde zurückgehen, da diese unterhalb der Sedimentschale den Sockel der Erdkruste bildet. Insofern ist für uns die Zusammensetzung der Massengesteine von Bedeutung.

Nach WASHINGTON und CLARKE sind an der mittleren Zusammensetzung der Eruptivgesteine die wichtigsten Stoffe mit folgenden Mengen beteiligt:

Kieselsäure	SiO_2	59,07%
Tonerde	Al_2O_3	15,22%
Eisenoxyd	Fe_2O_3	3,10%
Eisenoxydul	FeO	3,71%
Magnesiaoxyd	MgO	3,45%
Calciumoxyd	CaO	5,10%
Natriumoxyd	Na_2O	3,71%
Kaliumoxyd	K_2O	3,11%
Titansäure	TiO_2	1,03%
Wasser	H_2O	1,30%
		98,80%

Alle anderen Stoffe sind mit Ausnahme von Kohlensäure (0,35%), Phosphorsäure (0,30%) und Kohlenstoff (bis 0,2%) mit Mengen unter 0,1% beteiligt.

Wir sehen daraus, daß fünf Gruppen einfacher Stoffe 96,47% der Gesteine liefern: Kieselsäure, Tonerde, Eisen, Oxyde der Erdalkalien und Alkalien. Da, wie gesagt, die Sedimente aus der Zerstörung der Massengesteine hervorgehen, wird auch ihre Durchschnittszusammensetzung ähnlich sein, wobei aber noch folgendes zu berücksichtigen ist:

Die Gesteinszerstörung an der Oberfläche kann man nach V. M. GOLDSCHMIDT mit einer unvollkommenen quantitativen Analyse vergleichen: durch physikalische Verwitterung werden die Bestandteile der Eruptivgesteine – die Mineralien – nach der Härte gesondert, durch chemische Verwitterung werden die Stoffe nach der Löslichkeit getrennt. Die Verwitterung (Gesteinszerstörung) und die nachfolgende Sedimentation (Gesteinsneubildung) erstreben also eine Entmischung, und die Sedimente werden im allgemeinen chemisch homogener sein, als ihr Ursprungsmaterial.

Dabei hat sich vor allem das Wasser in gesonderter Form, als Hydrosphäre, gesammelt und ein großer Teil der am leichtesten löslichen Elemente – der Alkalien – ist in ihm als Salz gelöst bzw. aus ihm später als Salzlagerstätte wieder ausgeschieden worden. Die verbleibenden vier Hauptgruppen, welche schon bei den Massengesteinen fast 90% ausmachen, sind also für die Sedimente wichtiger. Neu hinzu tritt noch der Kohlenstoff aus den organischen Prozessen, doch wird sein Anteil meist überschätzt, da er nur in einer sehr dünnen, oberflächlichen Decke angereichert ist; nach VOGT ist sein Anteil nicht höher als 0,13–0,2%. Zu den übrigen vier Hauptgemengteilen ist folgendes zu bemerken:

Die Erdalkalien treten in den Sedimenten vor allem als Karbonate auf, d. h. als kohlensaurer Kalk und als Dolomit ($CaCO_3 + MgCO_3$). Sie sind, wenn auch in geringem Maße, im Wasser löslich und haben dadurch und durch ihre Beteiligung an dem Aufbau organischer Hartteile eine Sonderstellung.

Das Eisen findet sich als Oxyd, Hydroxyd und Oxydul, vorwiegend fein verteilt, in allen Sedimenten; seltener ist es zu sedimentären Eisenerzlagerstätten angereichert.

Die Tonerde bildet bei der Zersetzung kolloidale Substanzen, welche mit Wasser bewegliche und leicht transportierbare Produkte ergeben. Nur unter bestimmten klimatischen Verhältnissen tritt sie als Aluminiumoxyd, meist mit Eisenoxyd gemischt, auf; gewöhnlich bildet sie mit der Kieselsäure komplizierte wasserhaltige Tonerdesilikate (Kaolinit: $Al_2O_3.2SiO_2.2\,H_2O$ und andere), welche die Gruppe der eigentlichen Tongesteine darstellen.

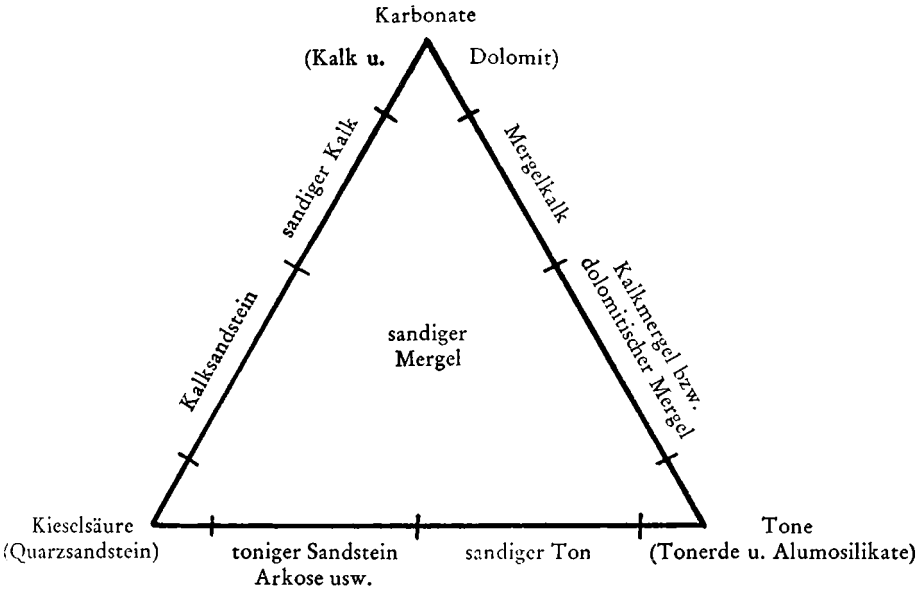
Die Kieselsäure, welche in den Massengesteinen vorwiegend als kristallisierter Quarz auftritt, ist der am schwersten lösliche und auch infolge seiner Härte am schwersten angreifbare Bestandteil. Sie bildet häufig den Hauptteil des Verwitterungsrückstandes und ist oft der Hauptgemengteil der Gesteine (z. B. Sandstein).

Läßt man das Eisen, welches, wie gesagt, praktisch überall vorhanden ist, außer Betrachtung, so kann man die Sedimente, nach dem Vorwiegen einer der drei anderen Gruppen, wie folgt in Form einer Dreieckprojektion gliedern (s. S. 17).

Auf den Ecken liegen die – selteneren – chemisch homogenen Gesteine; auf den Seiten die Mischtypen von zwei Gruppen, wobei die Annäherung an die Gipfel das Vorwiegen eines Bestandteiles anzeigt; in der Mitte liegen Mischtypen der drei Gruppen.

Diese chemische Klassifikation hat indessen für uns nur geringe Bedeutung; anzustreben ist eine genetische Klassifikation, die aber nach verschiedenen Gesichtspunkten durchgeführt werden kann. Wir wollen hier eine Einteilung besprechen, die von der

erwähnten Wechselwirkung von Zerstörung und Neubildung ausgeht, zwischen denen der Transport vermittelt. Die Zerstörung kann auf mechanischem (Frostsprengung, Hitzesprengung usw.) oder chemischem Wege (Lösung, Oxydation, Hydrolyse usw.) erfolgen. Der Transport findet entweder am Boden eines bewegten Mediums (Wasser, Wind, Eis) oder in suspendiertem Zustande oder in Lösung statt. Diese Gesichtspunkte ergeben folgende Gliederung:



Mechanische Zerstörung. Gruppe der klastischen Gesteine (von κλάσις – Zerbrechen). Das erste Stadium ist die Entstehung eines eckigen Grobschuttes von inhomogenen Bestandteilen, welche, sofern sie diagenetisch verkittet werden, eine Breccie (Bresche) bilden. Der Transport durch ein bewegtes Medium ist in den ersten Stadien ein Schieben oder Rollen und führt zu einer Abschleifung oder Abrollung der bewegten Komponenten. Werden solche Geröllmassen diagenetisch verkittet, so entsteht ein Konglomerat, dessen Bestandteile im Gegensatz zur Breccie abgerundet sind. Schon in diesem Stadium findet eine Sonderung nach der Widerstandsfähigkeit statt, indem die härteren Bestandteile meist die großen Gerölle, die weicheren das feinkörnige Material dazwischen bilden. Sind die groben Gerölle unter sich verschieden, so spricht man von polygenen, sind sie gleich, von monogenen Konglomeraten. Diese ersten, grobklastischen Produkte werden auch Psephite (ψῆφις – Kiesel) genannt.

Bei weiterem Transport und zunehmender Zerkleinerung entstehen die mittel- bis feinkörnigen Psammite (ψαμμίθης – sandig), d. h. Sande, in verfestigtem Zustande Sandsteine. Die verschiedene Härte und auch das Eingreifen chemischer Prozesse

bedingen auch hier verschiedene mechanische und stoffliche Kombinationen. Sandsteine, in denen neben Quarz auch Feldspat vorkommt, werden als Arkosen (oder Sparagmite) bezeichnet, Sandsteine mit eckigen Brocken von schiefrigen Sedimenten als Grauwacken[1]). Bei heterogenem Material dient die Hauptkomponente zur näheren Bezeichnung: Kalksandstein, Quarzsandstein usw. Die aus dem härtesten Material bestehenden Quarzsandsteine sind das häufigste Beispiel weitgehender Sonderung. Eine wichtige Bedeutung für die Klärung der Herkunft der Bestandteile erlangte die Untersuchung von Nebengemengteilen, insbesondere von schweren Mineralien wie Granat, Erz, Zirkon, Epidot usw.

Bei noch weitergehender Zerkleinerung der Gemengteile entstehen feinklastische Gesteine, die äußerlich einen homogenen Charakter haben und Tongesteinen ähnlich sind, mit denen sie auch oft unter dem Begriff der Pelite ($\pi\eta\lambda\acute{o}\varsigma$ – Schlamm) zusammengefaßt werden. Chemisch sind sie aber keine Tone, sondern ein feinstes Zerreibsel verschiedenster Mineralien und können daher als Alphitite (SALOMON-CALVI) oder Aleurite (ZAWARITZKIJ) abgetrennt werden. Die Korngröße ist unter 0,05 mm, und daher erfolgt der Transport im Wasser zum Teil schwebend. Sie nähern sich damit schon dem Verhalten der kolloidalen Substanzen, z. B. flocken sie in salzhaltigem Wasser aus.

Chemische Verwitterung. Die chemische Verwitterung greift tiefer in das Gefüge der Mineralien ein und führt damit zu einer schärferen Trennung infolge verschiedener Zersetzbarkeit und Löslichkeit. Die hierbei einsetzenden komplizierten hydrolytischen Prozesse führen dazu, daß aus den Silikaten, welche den Hauptteil der Massengesteine bilden, die Alkalien und Erdalkalien in gelöstem Zustande durch fließendes Wasser abgeführt werden, während Eisen, Aluminium und zum Teil auch Kieselsäure sich zu komplizierten Tonerdesilikaten umbauen, die teils kolloidal, teils feinkristallin sein können. In den Tropen geht der Zerfall weiter bis zur Bildung von Tonerdegelen und Eisenhydroxydgelen (Terra rossa, Bauxit, Laterit).

Terra rossa und Bauxit sind eisenreiche Produkte der Entkalkung unter warmem bzw. tropischem Klima. Die Terra rossa zeichnet sich durch Zunahme des Gehaltes an Fe_2O_3 und durch Abnahme des Kieselsäuregehaltes bis etwa zur Menge der Tonerde aus. Der nur fossil bekannte Bauxit ist fast kieselsäurefrei; an der Zusammensetzung sind vor allem Aluminiumhydrate (Gibbsit, Böhmit, Diaspor) beteiligt. Die ebenfalls Fe-reichen Laterite treten fossil und rezent (in den Tropen) auf. Chemisch sind die Unterschiede bis auf ein Vorwiegen der Trihydrate (Hydrargillit, Gibbsit) schwer zu fassen, indessen sind die Laterite vorwiegend Verwitterungsprodukte kristalliner Gesteine. Bezeichnend ist in beiden Fällen die Mobilisierung und fast restlose Fortführung der Kieselsäure.

Die chemische Verwitterung zerlegt also die Gesteine (abgesehen von den unlöslichen klastischen Restprodukten) in einen schwebend transportierten und einen gelösten Teil.

A. Die schwebend transportierten kolloidalen und feinkristallinen Produkte der Hydrolyse sind im wesentlichen Tonerdesilikate mit Beimengung von Eisenoxyden und

[1]) BAILEY (1930) und JONES (1938) nennen Grauwacken wohlgeschichtete Gesteine von sehr wechselnder Korngröße mit inniger Mischung der sandigen und tonigen Komponenten, d. h. mit geringer Sonderung. Sie sollen für Geosynklinalen (s. unten) und schnelle Sedimentation typisch sein.

bilden die Gruppe der Tongesteine oder Argilite. Einige Gruppen seien genannt:

Fette Tone mit viel Kolloiden, bei Wasserzutritt schmierig. Hierzu kann man die im Wasser zerfließenden Letten und die kaolinreichen feuerfesten Tone rechnen.

Bentonite — Argilite mit Alkali- und Kalziumgehalt, welche mit Ölen verseifen und Walkerden mit Gehalt an Erdalkalien und mit hohen absorptiven und entfärbenden Fähigkeiten.

Magere Tone mit feinkristallinen Komponenten; hierzu gehört auch der Lehm mit Quarzgehalt und einer durch Brauneisen bedingten Gelb- bzw. Braunfärbung.

Tonmergel und Mergeltone. Argilite mit wechselndem Kalkgehalt.

Schlick — zäher Argilit mit organischen Beimengungen. In trockenem Zustande sehr fest. Hierzu auch die kalk- oder kieselsäurereichen Schlamme des tieferen Meeres.

Verwitterungsprodukte, wie Terra rossa, Huppererde, Bauxit, Laterit (s. oben), Bolus (mit Eisen- und Kalkgehalt), Ocker (vorwiegend Eisenhydroxyd) und andere.



Abb. 1 Kalkoolith
aus dem mittleren Dogger. Baden.
Dünnschliff, etwa 30mal vergrößert.

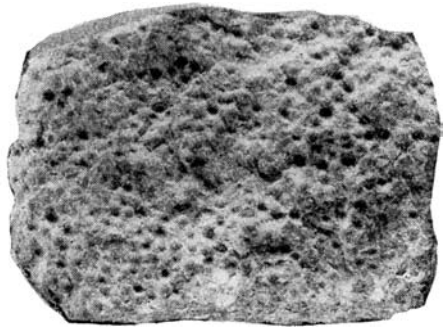


Abb. 2 Rogenstein
aus dem unteren Buntsandstein.
Harzvorland, etwa $^1/_2$ natürliche Größe.

Die diagenetische Verfestigung beruht auf einer Abgabe von Wasser und einer Neubildung von Glimmermineralien (Sericit). Die Produkte werden als Tonschiefer und Schieferton bezeichnet. Im marinen Bereich seien besonders die harten, splittrigen Kieselschiefer mit bis zu 85% Kieselsäure erwähnt, bei denen der SiO_2-Gehalt teils organischen (Radiolarien), teils vulkanischen Ursprungs sein kann. Eine besondere Fazies stellen die an Bitumen reichen Schwarzschiefer (Ölschiefer u. a.) dar, welche zu den Kaustobiolithen (s. unten) überleiten.

B. Die in gelöstem Zustande fortgeführten Bestandteile sind vor allem die Alkalien (K, Na) und die Erdalkalien (Ca, Mg). Der Transport erfolgt meist bis zu den großen Sammelbecken (See, Meer). Nur in selteneren Fällen, bei trockenem Klima oder bei Übersättigung der Lösungen, ist ein Ausscheiden der Salze im Bereiche des Festlandes möglich.

Im Meer wird ein rein chemischer Absatz auch nur möglich sein, wenn durch Wasserabnahme (Verdunstung) die Konzentration bis zur Übersättigung gesteigert wird. Dann werden in der Reihenfolge der Löslichkeit, aber durch komplizierte chemische Wechselwirkung im einzelnen reguliert Dolomit, Anhydrit, Steinsalz, Kalisalze sich als rein

chemische Sedimente auf dem Boden des Wasserbeckens niedergeschlagen. Auf diesen Sonderfall wird bei den Salzlagern des deutschen Zechsteins zurückzukommen sein.

Meist ist die Ausscheidung gelöster Stoffe nicht rein chemisch zu erklären, sondern durch Anwesenheit organischer Stoffe bedingt, was schon in der Bindung der Erdalkalien an Kohlensäure einen Ausdruck findet. Die wichtigsten Möglichkeiten der Ausscheidung sind:

1. Halborganisch: bei Gegenwart faulender organischer Substanz entwickeln sich Ammoniak und Kohlensäure; daraus entsteht Ammoniumkarbonat, welches als Fällungsmittel für gelöste Kalksalze dienen kann. Es ist sehr wahrscheinlich, daß sehr viele Kalkabsätze im Meere auf diesem Wege entstanden sind. In ruhigem Wasser wird der Niederschlag in Form ± dichter Kalke erfolgen, in bewegtem Wasser wird die Ausscheidung an emporgewirbelten Keimen, d. h. Sandkörnern, Schalen von Kleintieren usw. ansetzen und so zur Bildung konzentrisch gebauter Kalkkugeln führen (Oolithe und Rogensteine). Siehe Abb. 1 u. 2.

2. Bakteriell: Dem Einfluß denitrifizierender und desulfurierender Bakterien wird eine wichtige Rolle zugesprochen. Insbesondere soll die in wärmeren Meeren weit verbreitete Form *Bacterium calcis* nach DREW bei ihrer Lebenstätigkeit $CaCO_3$ aus den Kalksalzen des Meeres ausscheiden. Eine Steigerung der Alkalinität und mithin eine Herabsetzung der Ca-Löslichkeit ist dabei ausschlaggebend. Wahrscheinlich entsteht dabei zuerst ein amorpher oder gelartiger Niederschlag, der später in dichten Kalk übergeht, vielleicht aber auch in schon abgelagertem Zustande Oolithstruktur annehmen kann. Neuere russische Arbeiten schränken die Bedeutung bakterieller Kalkbildung stark ein. Nach STRACHOFF sind im Schwarzen Meer höchstens 22 bis 30% des Tiefseekalzits bakteriellen Ursprungs.

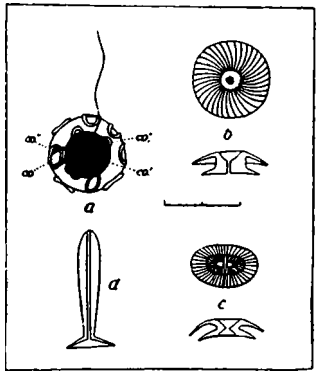


Abb. 3. Coccolithophoriden *a*; kalkige Coccolithen-Scheibchen *b–c* und Rhabdolithen *d*, stark vergrößert; 1 Teilstrich = etwa $^4/_{1000}$ mm. Nach ANDRÉE.

3. Durch Mikroorganismen. Die Schalen der absterbenden, im Meere schwebend in ungeheurer Menge lebenden Kleinorganismen (Coccolithen, Foraminiferen) fallen als ständiger Kalkregen in gewissen Bezirken auf den Meeresboden und können für sich allein zu einer Sedimentbildung führen (Abb. 3). Einige Kalke, z. B. die Kreide, zeigen sichere Spuren einer zum mindesten starken Mitwirkung solcher Sedimentationsprozesse. Es sei betont, daß auf diesem Wege auch Anreicherungen anderer Substanzen entstehen können, z. B. von Kieselsäure, aus der die Schalen von Diatomeen und Radiolarien bestehen.

4. Durch Makroorganismen. Besonders wichtige Kalkbildner, schon aus dem Vorkambrium bekannt, sind die Blaualgen (Cyanophyceen). Ferner sind bedeutsam die gesellig lebenden oder stockbildenden Formen, wie die Kalkalgen, Korallen, Bryozoen und Schwämme, welche mächtige Kalkbauten ausführen, die zu massigen Riffkalken umgewandelt werden. Aber auch die mit Kalkschalen versehenen Einzeltiere, wie Muscheln, Schnecken usw. kommen oft in großer Anreicherung vor und ihre Gehäuse können in heilem oder zerbrochenem Zustand (Schalenbreccien, Bruchschill, organischer Kalksand) ganze Kalkbänke zusammensetzen.

In den beiden letzten Fällen wird also der Kalk des Meereswassers nicht direkt niedergeschlagen, sondern durch Vermittlung organischer Prozesse zuerst in den Organismen aufgespeichert und auf diesem Wege in einen festen Zustand übergeführt. Hervorzuheben ist, daß die Kalkbildung stets ein Indikator höherer Temperatur ist, da kohlensaurer Kalk sich in kaltem Wasser leichter löst als in warmem; daher sind Kalkabsätze in den kälteren, tiefen Teilen des Weltmeeres seltener.

Die Diagenese spielt bei den karbonatischen Sedimenten eine besonders wichtige Rolle, da infolge der Löslichkeit der Karbonate nachträgliche Umwandlungen eine besondere Bedeutung erlangen. Sie führen letzten Endes zur Bildung dichter Kalke, bei denen der Ursprung nicht mehr zu erkennen ist. Sehr häufig geht damit auch eine Verdrängung der Substanz (Metasomatose) Hand in Hand; so wird oft der Kalk teilweise durch kohlensaure Magnesia ersetzt, und es entstehen Dolomite.

Außer den besprochenen drei Hauptgruppen von Sedimenten seien noch einige mengenmäßig zurücktretende, aber faziell und auch praktisch bedeutsame Anreicherungen von Stoffen genannt.

Kieselgesteine. Bei den Verwitterungsvorgängen auf dem Lande geht auch in gewissen Mengen Kieselsäure in Lösung und wird dann im Meere direkt oder durch Vermittlung von Tieren als feinkristalliner Quarz, Chalcedon oder Opal (wasserhaltige Kieselsäure) ausgeschieden. Die wichtigsten Kieselsäure umsetzenden Organismen sind Diatomeen, Radiolarien und Schwämme, wonach man unter den aus den Anhäufungen ihrer Schalen und Skelettreste entstandenen fossilen Gesteinen Diatomite, Radiolarite und Spongiolithe unterscheiden kann. Die lockeren Anhäufungen von Opalpanzern der Süßwasserdiatomeen werden als Kieselgur bezeichnet.

Die fossilen Kieselgesteine sind durch teilweise oder gänzliche Auflösung der Schälchen und Skelette und Umlagerung der Kieselsäure ausgezeichnet, so daß die organische Herkunft nicht immer deutlich, ja teilweise fraglich wird. Deutlich ist sie noch beim Tripel, einem feinschieferigen Kieselgur. Die verfestigte Opoka oder Gaize ist ein im Mesozoikum, besonders in der Kreide verbreiterter Diatomit oder Spongiolith mariner Entstehung. Die sehr harten splittrigen Radiolarite (diagenetisch verfestigte Radiolarienschlamme aus dem Meso- und Paläozoikum) werden als Jaspis (hell oder bunt gefärbt) und Lydit (schwarz, d. h. reich an organischer Substanz, geschiefert) bezeichnet. Bankige oder knollige Einlagerungen von dichten Kieselgesteinen in Sedimente von z. T. unsicherer Herkunft (organisch, durch Fällung oder Metasomatose) nennt man Hornsteine, zu denen als Unterart der Feuerstein oder Flint (wohl diagenetischer Spongiolith) der Kreide gehört, desgleichen der eisenreiche Jaspilit im Vorkambrium (oft fälschlich als Quarzit bezeichnet). Phtanite sind schieferige Hornsteine. Nach der Substanz kann man unter den Hornsteinen zwischen Gaizit (Opal-Chalcedon), Silexit (Quarz-Chalcedon) und Silex (Chalcedon) unterscheiden.

Rein chemische Kieselgesteine entstehen aus Verwitterungslösungen durch Ausfällen des Kieselgels bei Verdunstung des Lösungsmittels und bilden reine Kieselkrusten oder auch Imprägnationen poröser Gesteine (Einkieselung, z. B. tertiäre Braunkohlenquarzite). Auch durch Absatz aus heißen Quellen können solche chemischen Kieselsedimente entstehen, die als Kieselsinter und Geyserit bekannt sind.

Glaukonit. In Meeresablagerungen geringer Tiefe treten gelegentlich in großer Menge runde Körner dieses dunkelgrünen Minerals auf. Die verwickelte chemische Zusammensetzung ist durch SiO_2, Fe_2O_3, K_2O, Al_2O_3, H_2O gekennzeichnet. Nach HUMMEL und GALLIHER handelt es sich um eine submarine Verwitterung (Halmyrolyse) vorwiegend von dunklem Glimmer (Biotit); die Restsubstanz ist durch einen kolloidalen Zustand durchgegangen, wobei eine Adsorption von K und Fe stattfand. Anscheinend begünstigen Grenzgebiete kalter und warmer Strömungen und — im Zusammenhang damit — eine Anwesenheit faulender Organismen die Glaukonitbildung. Besonders häufig ist er in Absätzen übergreifender Meere.

Phosphorite. Anorganische Phosphorverbindungen sind an Massengesteine gebunden (Apatit). Die sedimentären Phosphate sind direkt oder indirekt organischer Herkunft. Sie stammen aus Knochen von Wirbeltieren, Schalen von Krebsen und Exkrementen verschiedener Tiere, wobei aber primäre Anhäufung seltener ist als ein Umsatz unter Mitwirkung faulender Substanzen. Es entsteht dabei zunächst Ammonium-Phosphat, später wird die Phosphorsäure an den Kalk des Bodens oder der Tierschalen gebunden, unter Entweichen von CO_2

und Ammoniak. In bewegtem Wasser oder in der Brandungszone findet oft eine Anreicherung der widerständigen Knollen statt. Trockenlegung als Ursache eines Massensterbens und bewegtes Wasser als Anlaß zur Aufbereitung sind also für die Phosphorit-Bildung wichtig. Phosphorite und Glaukonit treten oft zusammen auf.

Sedimentäre Erze. Wir nennen drei Typen der Anreicherung von Metallverbindungen in Sedimenten:

a) Speicherung des Eisens bei der Verwitterung und bei nachträglicher Aufbereitung durch ein übergreifendes Meer. Diese auf der Widerständigkeit des Eisens gegen Lösung und auf dem hohen spezifischen Gewicht der Eisenverbindungen beruhende mechanische Anreicherung hat WEIGELT am Beispiel der Kreideerze von Salzgitter ausführlich geschildert.

b) Halmyrogene Prozesse: das vom Lande eingeschwemmte oder durch submarine Verwitterung angereicherte Eisen geht in bewegtem Flachwasser bei höheren Temperaturen aus einem kolloidalen in einen feinkristallinen Zustand über und setzt sich in Form kleiner Kügelchen oder Ooide ab. Solche Eisenoolithe können aus Eisenoxydul, Eisenkarbonat, Eisensilikat bestehen. Typisch sind die Minetten des Lothringer Juras und die Chamosite des Thüringer Silurs (s. HUMMEL, 1922).

c) Fällung und Adsorption. Eine Adsorption gelöster Metallsalze durch Tonschlamm und Überführung derselben in Sulfide unter Mitwirkung reduzierender Wirkstoffe ist kennzeichnend für den sauerstoffarmen Boden abgeschlossener Binnenmeere. Daher findet man in solchen Absätzen mit reichem organischem Gehalt (schwarze Schiefer) häufig Eisenkies, der sich zu Lagerstätten anhäufen kann; auch der Mansfelder Kupferschiefer mit Anreicherung von Kupfersulfiden gehört wenigstens teilweise in diese faziell wichtige Gruppe von Sedimenten.

Kaustobiolithe. Hierher gehören die „brennbaren" (καείν — brennen) Gesteine, d. h. organische Anhäufungen von Kohlenstoff und Kohlenwasserstoff, welche im Gegensatz zu den besprochenen Gruppen mit dem Prozeß der Gesteinszerstörung nichts zu tun haben. Man unterscheidet drei Gruppen:

a) Humusgesteine, vorwiegend pflanzlichen Unsprungs, d. h. Anreicherungen in Mooren und Sümpfen, die bei späterer Umwandlung in die kohlenstoffreicheren Typen: Braunkohle, Steinkohle, Anthrazit, Graphit übergehen.

b) Bitumengesteine (Erdöl, Ölschiefer), Anreicherungen faulender tierischer und pflanzlicher Substanz in ruhigem Wasser, unter den schon bei den sedimentären Erzen unter c erwähnten Bedingungen.

c) Liptobiolithe (λείπειν — zurückbleiben), schwer zersetzbare fossile Wachse und Harze, wie Bernstein, Erdwachs usw.

Alle diese Kaustobiolithe haben als Anzeiger bestimmter geographischer und klimatischer Verhältnisse eine große Bedeutung; sie sind Fazies-Indikatoren wichtigster Art.

Die Diagenese (Umwandlung) eines ursprünglich lockeren Sediments verläuft ganz allgemein in der Richtung einer Verfestigung – einer Zementation – durch einsickernde Lösungen, ist aber zum Teil mit Substanzänderungen verknüpft (Wasserverlust der Tone, Dolomitisierung der Kalke). Die Metamorphose, d. h. die Veränderung bei hohem Druck und Temperatur, leitet durch Umkristallisation und Mineralneubildung den Übergang der Sedimente in die interkrustal umgebildeten kristallinen Schiefer ein.

Man kann das Gesagte kurz in folgendes Schema bringen:

	Klastische Gesteine	Tongesteine	Karbonate	Kaustobiolithe
primär	Sand	Ton	Kalkschlamm Kalksand	Torf (Humus)
diagenetisch verfestigt	Sandstein	Schieferton Phyllit	Dichter Kalk	Braunkohle u. Steinkohle
metamorph	Quarzit, Gneis	Tonschiefer Glimmerschiefer	Marmor	Anthrazit Graphit

II. SCHRIFTTUM ÜBER SEDIMENTGESTEINE

ANDRÉE, K., Sedimentbildung am Meeresboden. — Geol. Rundschau III, 1912; VII, H. 3/4 u. 5/6, 1916.
–, Geologie des Meeresbodens, Leipzig, Verl. Gebr. Borntraeger, 1920.
–, Der Bernstein. Königsberg, Verl. Gräfe u. Huzer, 1937.
–, Die Diagenese der Sedimente. — Geol. Rundschau II, 1911.
BARTH, T. F. W., CORRENS, C. W., ESKOLA, P., Die Entstehung der Gesteine. — Berlin, Verl. Springer, 1939.
BERZ, K., Über die Natur und Bildungsweise der marinen Eisensilikate. — Fortschr. d. Geol. u. Paläontologie, Heft 11, Berlin 1926.
BEYSCHLAG, F., P. KRUSCH, J. H. L. VOGT, Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine, Erze I, II, 1921; Kohle (GOTHAN), III 1, 1937; Salz (FULDA) III 2, 1938. — Stuttgart, Verl. Enke.
CAROZZI, A., Pétrographie des roches sédimentaires. — Lausanne, Verl. F. Rouge & Co., 1953.
CAYEUX, L., Les roches carbonatées. — Paris, Verl. Masson & Co., 1935.
CLARKE, F. W., und H. S. WASHINGTON, The composition of the earth's crust. — U.S. geol. Survey, Prof. papers, Nr. 1935, 1924.
CORRENS, C., Petrographie der Tone. — Naturwiss. 24, 1936.
–, Die Tone. — Geol. Rundschau, Bd. 29, H. 3/5, 1938.
FULDA, E., Die Salzlagerstätten Deutschlands. — Deutscher Boden Bd. VI. Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1938.
GALLIHER, E. WAYNE, Geology of glauconite. — Bull. Ann. Assoc. of Petrol. Geologists 19, 1935.
HECHT, F., Grundzüge der chemischen Fossilisation. — Schriften aus dem Gebiete der Brennstoff-Geologie. Heft 10. Stuttgart, Verl. F. Enke, 1935.
HUMMEL, K., Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse. — Geol. Rundschau Bd. 13, 1922.
KAUTZSCH, E., Der Kupferschiefer als Erzlagerstätte, in Handbuch für den Kupferschiefer-Bergbau. Leipzig, 1954.
KREJCI-GRAF, K., Erdöl. — Verständl. Wissenschaft Bl. 28. Berlin, Verl. J. Springer, 1936.
LOTZE, F., Steinsalz und Kalisalze. Die wichtigsten Lagerstätten der Nicht-Erze. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1938.
PIA, J. v., Die rezenten Kalksteine. — Mineralog. u. Petrograph. Mitteilungen. Ergänzungsband, Akad. Verlagsges., Leipzig, 1933.
POMPECKJ, J., Das Meer des Kupferschiefers. — Leipzig, Verl. Gebr. Borntraeger. Branca-Festschrift, 1914.
POTONIÉ, H., Die Entstehung der Steinkohle. 6. Aufl., herausgegeben von W. GOTHAN. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1920.
PUSTOWALOFF, L. W., Petrographie der Sedimentgesteine. — Moskau, 1940.
STACH, E., Lehrbuch der Kohlenpetrographie. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1935.
STRACHOFF, N. M., Historische Geologie. — Moskau, 1948.

STRACHOFF, N. M., Zur Frage der allgemeinen Theorie des Sedimentationsvorganges. — Mitt. d. Akad. d. Wiss. UdSSR, Serie Geologie Nr. 4, 1940.
STUTZER, O., Kohle. Die wichtigsten Lagerstätten der Nicht-Erze. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1923.
—, Erdöl. Die wichtigsten Lagerstätten der Nicht-Erze. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1931.
—, Phosphat. Die wichtigsten Lagerstätten der Nicht-Erze. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1932.
TWENHOFEL, W. H., Principles of Sedimentation, 2. Aufl. — McGraw — Hill Book Co., New York, Toronto, London 1950.
WALTHER, J., Lithogenesis der Gegenwart. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. — Jena, Verl. G. Fischer, 1894.
—, Allgemeine Paläontologie. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1919 bis 1927.
WEIGELT, J., Angewandte Geologie und Paläontologie der Flachseegesteine und das Erzlager von Salzgitter. — Fortschr. d. Geol. u. Paläontolog., H. 4, 1923.
WEPFER, E., Die Auslaugungsdiagenese, ihre Wirkungen auf Gestein und Fossilinhalt. — Neues Jahrb. f. Min. usw. Beil.-Bd. 54, Abt. B, 1926.

III. VON DER FAZIES

1. Von den Fossilien als Dokumenten der Vorzeit

Da die organische Substanz nach Beendigung des Lebensprozesses schnell zerfällt (verfault, verwest), sind meist nur die widerständigen Hartteile vorzeitlicher Lebewesen erhalten.

Nur bei schneller Einbettung in ein ruhendes Medium ist gelegentlich eine Überlieferung der Weichteile möglich. Am häufigsten sind noch Abdrücke der Weichteile in plastischem, später erhärtetem Schlamm. So kennt man schon aus kambrischen Tonen Ausfüllungen von Leibeshöhlen der Medusen, aus karbonischen Schiefern und tertiären Kalken vorzüglich erhaltene Blattabdrücke, aus Schiefern und Kalken des Jura Hautabdrücke von Meeres- und Flugsauriern und Federabdrücke des Urvogels. Von der eigentlichen Körpersubstanz ist dabei höchstens ein Kohlehäutchen übrig. Nur sehr selten kann man beobachten, daß eine Imprägnation des Gewebes mit Mineralstoffen (Weichteile von Kreide-Seeigeln in erhärteter Kieselgallerte, d. h. im Feuerstein) oder eine Mumifizierung im Trockenklima (Haut der Riesensaurier in der amerikanischen Kreide) zur Erhaltung beiträgt. Etwas anderes ist es mit Tierleichen, welche schnell durch ein schwer zerstörbares Medium luftdicht abgeschlossen werden. In diese Kategorie gehört das mit „Haut und Haaren" erhaltene eiszeitliche Nashorn von Starunia (Galizien), welches in eine Spalte mit Erdwachs gefallen war (s. Abb. 4). Die im Asphaltsee von Rancho La Brea ertrunkenen tertiären Säuger seien hier genannt und ebenso die im „Kühlhaus" des sibirischen Eises konservierten Mammut-Leichen, deren Fleisch nach dem Auftauen noch von Hunden gefressen wurde (s. Abb. 5). Auch in Mooren und stehendem Wasser können sich Leichen unter Luftabschluß lange halten (Moorleichen, Umbildung zu Leichenwachs usw.). Dagegen bilden die im Bernstein, dem fossilen Harz eozäner Nadelbäume prachtvoll erhaltenen

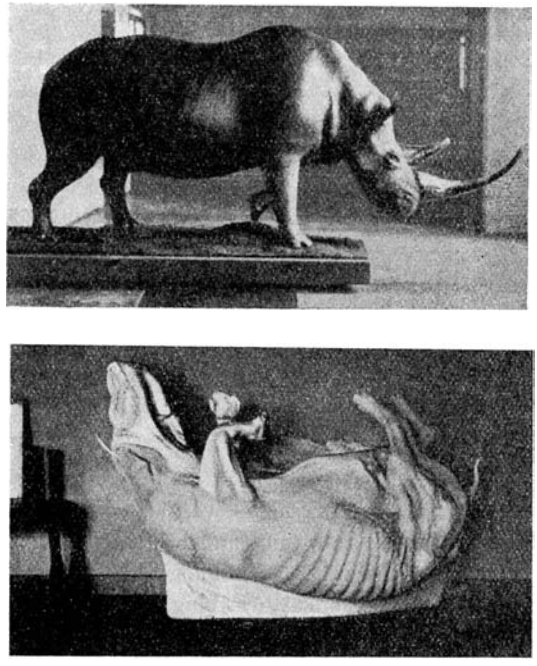


Abb. 4. Ausgestopfter Balg und Gipsabguß in Fundstellung vom eiszeitlichen wollhaarigen Nashorn von Starunia (Galizien), in Erdwachs erhalten. Museum Krakow. Nach FR. ZEUNER.

„Inklusen" von Insekten und anderen Lebewesen meist nur mit Kohle bestäubte Hohlräume und auch von den im vulkanischen Tuff des Vesuvausbruches eingebetteten Römerleichen von Pompeji sind nur Hohlräume erhalten.

Meist ist man auf das Innenskelett (Knochengerüst) oder das Außenskelett (Schale) der fossilen Tiere angewiesen, welches aus kohlensaurem oder phosphorsaurem Kalk, widerständigen organischen Substanzen (Chitin, Horn) oder aus Kieselsäure besteht. Auch hier ist eine Erhaltung der ursprünglichen Substanz nur bei schneller Einbettung in ein wasserdichtes Medium, welches die Auflösung hindert, möglich. Häufiger ist schon eine Verdrängung der ursprünglichen Substanz durch andere, schwerer lösliche Salze, so der Ersatz des Kalkes durch Schwefelkies, Kieselsäure usw. Noch häufiger ist aber auch hier die Erhaltung als Abdruck oder als nachträgliche Schlammausfüllung des vom Organismus zurückgelassenen Hohlraumes (Steinkern-Bildung). Das im Abdruck erhaltene Negativ der Skulptur kann dabei außerordentlich fein sein, und gelegentlich ist auch durch Schlammausfüllung des Negativs wieder ein Positiv entstanden (Skulptur-Steinkerne).



Abb. 5. Mammut-Kadaver aus dem Eis von Beresowka, Sibirien, in der Fundstellung aufgebaut und teilweise ergänzt. Museum Leningrad. Nach Hofrat PFITZENMAYER, Beuren.

Es ist daher festzustellen, daß uns stets nur ein Ausschnitt aus dem Leben der Vorzeit übermittelt ist. Zur Bewertung seiner Vollständigkeit ist das Studium der Erhaltungsbedingungen und -möglichkeiten unerläßlich.

Wenn man von den rein biologischen Fragen der organischen Form, ihrer Bedeutung (Paläobiologie) und Entwicklung (Stammesgeschichte) absieht, so hat das Studium der Fossilien für die Erdgeschichte zwei Hauptzwecke:

1. Die Feststellung der Zustände der Umwelt, in welcher sich das Leben entwickelte; maßgebend dafür sind die Faziesfossilien, d. h. solche Formen, welche besonders gut an die Fazies, d. h. an die Verhältnisse der Umwelt angepaßt sind. Diese Lebewesen waren an bestimmte Bedingungen gebunden und hatten daher eine nur beschränkte horizontale Verbreitung (Verbreitung im Raume), während ihre Lebensdauer (Verbreitung in der Zeit) unter Umständen bedeutend sein konnte.

2. Die Feststellung des relativen Alters der Fossilien und des sie umschließenden Gesteins; maßgebend sind hier die Leitfossilien, d. h. Formen, welche nur eine kurze Lebensdauer besaßen, aber von den Faziesbedingungen wesentlich weniger abhingen, so daß sie sich sehr weit, gelegentlich weltweit verbreiten konnten. Gute Leit-



Abb. 6. Sessiles Benthos. *Cyathophyllum*, eine silurische Tetrakoralle, starr mit dem Boden verwachsen. Nach DACQUÉ.



Abb. 7. Sessiles Benthos. *Acanthocrinus rex*. Devonische Seelilie, elastisch mit dem Boden verbunden und am eingerollten Stielende verankert. Nach JAEKEL.

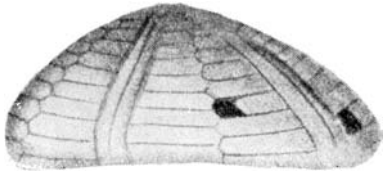


Abb. 8. Vagiles Benthos. *Echinolampas*, alttertiärer Seeigel, flach auf dem Boden liegend. Nach DACQUÉ.

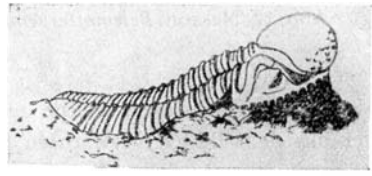


Abb. 9. Vagiles Benthos. *Phacops*, ein devonischer Trilobit, am Boden kriechend. Nach DACQUÉ.

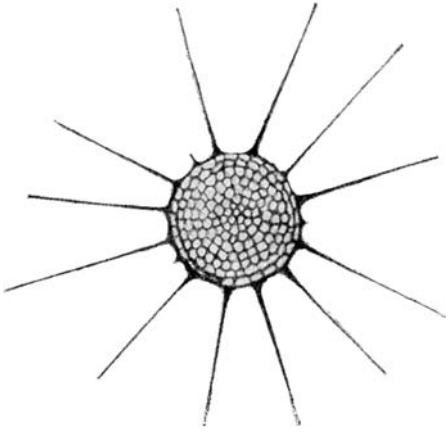


Abb. 10. Plankton. *Heliodiscus*. Silurische Radiolarie, allseitig symmetrisch. Nach DACQUÉ.

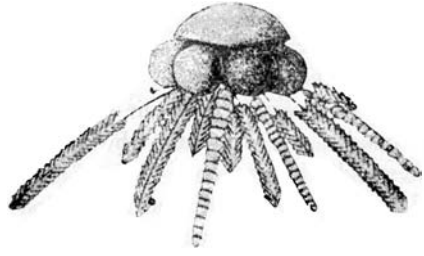


Abb. 11. Plankton. Freischwebende Graptolithenkolonie von *Diplograptus*, Silur. Nach DACQUÉ.

fossilien haben also eine weite horizontale (im Raume), aber eine nur geringe vertikale (in der Zeit) Verbreitung.

Ihnen stehen Formen gegenüber, die man als Dauerfossilien bezeichnen kann, d. h. Arten, welche ohne nennenswerte Änderungen durch einen längeren Zeitraum der Erdgeschichte hindurchgehen. Dazu gehören Radiolarien (seit dem Algonkium), hornschalige Brachiopoden (*Lingula* seit dem Kambrium), *Nautilus* u. a. vorwiegend wirbellose Tiere; als Faziesfossilien sind sie gelegentlich brauchbar.

In diesem Abschnitt besprechen wir den Fazieswert der Fossilien, welcher im wesentlichen von der Art der Bewegung des lebenden Tieres abhängt. Von den Verhältnissen im Meere ausgehend, kann man dabei folgende große Lebensgemeinschaften unterscheiden:

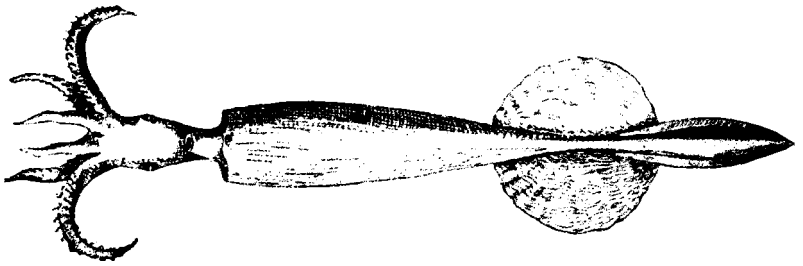


Abb. 12. Nekton. *Belemnites semihastatus*, guter Schwimmer. Nach DACQUÉ.

Benthos-Tierformen, welche an das Bodenleben gebunden sind, und zwar entweder mit dem Boden verwachsen leben (sessiles Benthos), wie Korallen (Abb. 6), Schwämme, Bryozoen, Seelilien (Abb. 7) usw., oder eine Eigenbeweglichkeit haben, wie Seeigel (Abb. 8), Gliederfüßler (Abb. 9), Schnecken usw. (vagiles Benthos).

Plankton-Tierformen, welche ohne eigene Bewegungsorgane im Wasser schweben, aber durch Strömungen weit verbreitet werden können. Dazu gehören vor allem niedere Tiere und Pflanzen: Algen, Diatomeen, Protozoen (Abb. 10), daneben einige höhere Tiere (Abb. 11). Als Pseudoplankton bezeichnet man festsitzende Tiere (sessiles Benthos), welche sich an treibenden Gegenständen (Treibholz, Tang) festheften, was z. B. bei Muscheln, Schalenkrebsen (Balaniden), Seelilien oft der Fall ist. Als Nekroplankton bezeichnet man abgestorbene Tiere und Tiergehäuse, welche längere Zeit im Wasser treiben können.

Nekton-Tierformen mit eigenen Bewegungsorganen, wie z. B. Fische und Cephalopoden, die also aktiv schwimmen und damit schnelle Bewegungs- und Verbreitungsmöglichkeiten haben (Abb. 12).

Diese Einteilung gilt auch in gewissem Sinne für die Landtiere und Pflanzen. Die höheren Pflanzen können als sessiles Benthos, die Landtiere als vagiles Benthos bezeichnet werden. Fliegende Tiere – Insekten, Flugeidechsen, Vögel, Fledermäuse – entsprechen dem Nekton. Als Analogon des Plankton kann man in gewissem Sinne den vom Winde verwehten Pflanzenpollen und Samen ansehen.

Es ist klar, daß vor allem das Nekton infolge großer horizontaler Verbreitungsmöglichkeit gute Leitfossilien liefert, während man die Faziesfossilien vorwiegend unter den benthonischen Formen suchen wird.

Zu betonen ist die grundlegende Bedeutung der Fundumstände. Nur die festsitzenden Formen und zum Teil das vagile Benthos finden wir im wesentlichen innerhalb ihrer direkten Umwelt, d. h. in ihrem ursprünglichen Lebensraum. Bei allen anderen Gruppen fallen Lebensraum, Sterberaum und Begräbnisraum selten zusammen, so daß wir aus der Umwelt des eingebetteten Fossils nicht ohne weiteres auf seine Lebensumwelt schließen können, sondern zunächst nur Anhaltspunkte zur Bewertung der Fazies des Begräbnisraumes gewinnen. Die Lebensgemeinschaft eines unter

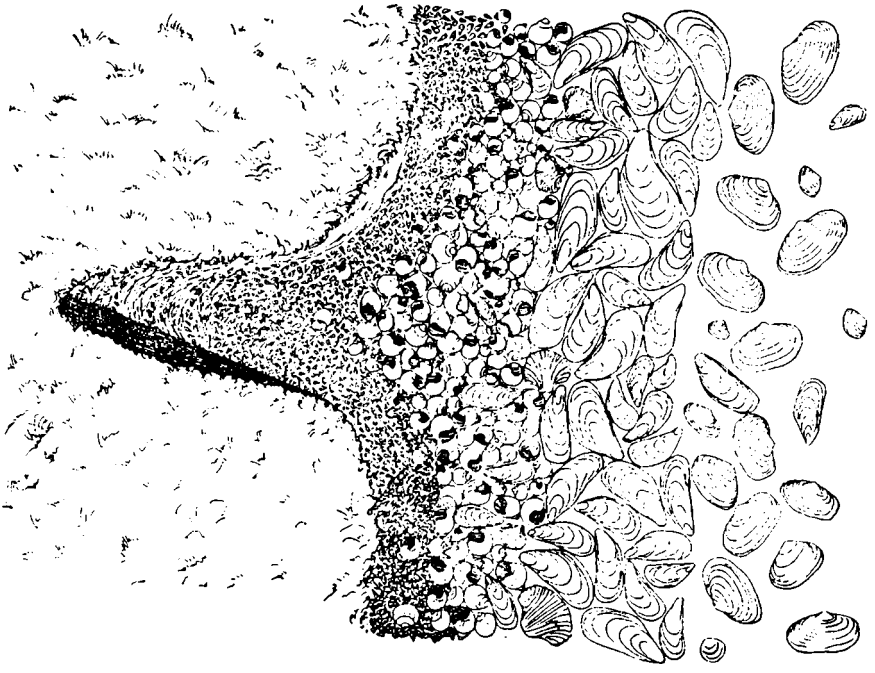


Abb. 13. Anhäufung von Schalen am Wattkliff: Hydrobiensaum, Litorinaband, Mytiluspflaster, Myastreuung. Nach WEIGELT, 1923.

gleichen Faziesbedingungen stehenden Raumes wird als Biocoenose, die davon abweichende, in einer Schicht vereinigte Gemeinschaft von Tierleichen als Thanatocoenose bezeichnet; postmortale Vorgänge der Vernichtung, Auslese oder Vermischung der organischen Reste bedingen grundlegende Unterschiede beider Gemeinschaften. Die Bedeutung der Fundumstände für die Erkenntnis der Fazies haben die Arbeiten von J. WEIGELT, R. RICHTER, A. MÜLLER und anderen erwiesen, welche von der Beobachtung gegenwärtiger Einbettung von Tierleichen ausgehend, die Gesetze der Lagerung organischer Reste (Biostratonomie) ausgebaut haben. Nur einige Gesichtspunkte seien erwähnt:

Rasche oder langsame Einbettung hängt von der Menge und Geschwindigkeit der Sedimentzufuhr ab. Sie bedingt eine verschiedene Erhaltungsweise, da lange frei liegende Reste der zerstörenden oder lösenden Wirkung der Atmosphäre und des Wassers ausgesetzt sind. Das gilt z. B. für die Lösung von Kalkschalen im kalten Wasser, besonders aber für die Landtiere. Ganze Skelette bleiben nur bei schneller Überdeckung der Leiche erhalten; sonst zerfällt das Skelett, die einzelnen Teile werden zerstreut und nur die widerstandsfähigsten (Zähne, Geweih, usw.) bleiben erhalten.

Einbettung unter einem bewegten Medium (Flußlauf, Brandungszone) behindert ebenfalls die vollständige Erhaltung und ruft tiefgreifende Umlagerungen hervor. Bei starker Bewegung werden die Hartteile zu Sand zerrieben. Schwächere Bewegung führt zu einem Zerfall der nicht fest verbundenen Schalen- und Skeletteile und dann zu einer „postmortalen Auslese", indem harte und widerständige Teile angereichert werden, alles andere aber verschwindet. Dadurch wird z. B. in der Küstenzone das ursprüngliche Bild einer Lebensgemeinschaft verfälscht.

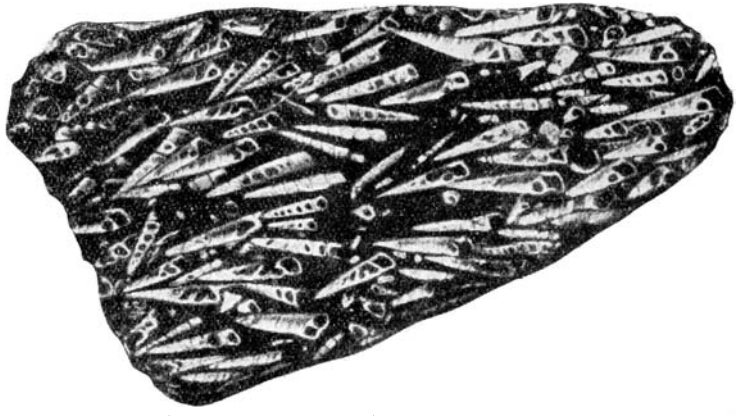


Abb. 14. Gerichtete Einbettung von *Turritella* aus dem Paläozän Dänemarks. Geschiebe.

Eine gerichtete Bewegung im überlagernden Medium (Wind, Wasser) kann zu einer gleichsinnigen Orientierung von Schalen und Skeletteilen führen. Oft sind Muscheln am Strande alle gleichsinnig gelagert, wobei die Lagerung nicht von der ursprünglichen Lebensstellung, sondern von rein mechanischen Gleichgewichtsverhältnissen abhängt (Abb. 13). Langgestreckte Hartteile werden in der Richtung der Strömung oder der Brandung orientiert und angehäuft (Abb. 14).

Eine besondere Berücksichtigung erfordern die Veränderungen der Fossilien im fertigen Sediment infolge diagenetischer Umwandlungen: teilweise oder gänzliche Auflösung der Schalen, Umkristallisation, Substanzaustausch usw. (s. oben). Diagenese und Metamorphose können nicht nur den Fossilgehalt ganz zerstören, sondern durch Vernichtung bzw. Lösung der leichter zerstörbaren Elemente ein falsches Bild der ursprünglichen Faunenzusammensetzung vermitteln.

Wir stellen also fest:

1. Der Fossilinhalt eines Gesteins ist nur ein durch nachträgliche Umwandlungen und durch die Einbettungsverhältnisse veränderter Ausschnitt der ursprünglichen Faunenzusammensetzung.

2. Der Fossilinhalt eines Gesteins stellt das Inventar eines Begräbnisraumes dar, und dieser fällt selten mit dem Lebens- und Sterberaum der eingebetteten Leichen zusammen.

Die erste Aufgabe bei der dokumentarischen Auswertung der Fossilien ist die Feststellung des Mediums, in dem sie gelebt haben. Man kann drei große Reiche unterscheiden:

Halobios – d. h. die Lebewelt des salzigen Wassers, also des Meeres. Hierher gehören Kalkalgen, die meisten erhaltungsfähigen Protozoen (Radiolarien, Foraminiferen), der größte Teil der Coelenteraten, Stachelhäuter, Bryozoen und Brachiopoden, von den Mollusken vor allem die Cephalopoden, ein Teil der Schnecken und Muscheln, einige Würmer, von den Gliedertieren viele Krebse. Von den Wirbeltieren ist ein großer Teil der Fische hierher zu stellen; in den älteren Zeiten spielen marine Reptilien eine sehr bedeutsame Rolle, während Säugetiere zurücktreten.



Abb. 15. Zwei verwachsene Rudisten (festsitzende Muscheln) aus der südschwedischen Kreide. Kleine Kälteformen. Natürliche Größe.

Limnobios – d. h. die Lebewelt des Süßwassers, der Flüsse und Seen. Es bestehen Übergänge zur ersten Gruppe, die besonders an das Gebiet von teilweise ausgesüßtem Wasser in Küstennähe gebunden sind, z. B. in den Aestuaren, Limanen, Haffen usw., d. h. in der Brackwasser-Region. Die Tierwelt des Limnobios ist ärmer. Bedeutung haben Diatomeen, unter den Mollusken die Schnecken und Muscheln, ferner Krustazeen und andere Gliedertiere. Von Wirbeltieren treten vor allem Fische, Amphibien und Reptilien auf. Sehr häufig sind eingeschwemmte Reste von Landtieren und Pflanzen, für die natürlich das limnische Sediment nur Begräbnisraum, nicht Lebensraum ist.

Geobios – d. h. die landbewohnenden Formen, welche den beiden anderen Gruppen schärfer gegenüberstehen, da die Anpassung an das Landleben ganz besonders tiefgreifende Veränderungen der Organisation (Atmung, Fortbewegungsorgane usw.) mit sich bringt. Hier treten die wirbellosen Tiere zurück. Es ist der Hauptbereich der Landpflanzen und der Wirbeltiere, d. h. der Amphibien, Reptilien, Vögel und Säugetiere.

Die spezifischen Anpassungen an das Leben im Wasser oder auf dem Lande sind meistens aus der Analogie mit lebenden Tieren ohne weiteres abzuleiten. Schwieriger ist oft die Unterscheidung von Halobios und Limnobios, welche meist nur durch Kombination aller zugänglichen Gesteins- und Fossilmerkmale möglich wird.

Die wichtigsten Faziesmerkmale, welche aus der Anpassung der Organismen an dieselben erschlossen werden können, seien erwähnt:

Anpassung an den Salzgehalt. Der Salzgehalt des offenen Meeres beträgt im Durchschnitt 3,5% und schwankt zwischen 3,3 und 3,8%. In Nebenmeeren ist er meist etwas geringer. In Binnenmeeren steigt er bei starker Verdunstung (Rotes Meer 4%, Mittelmeer 3,9%) und fällt bei beträchtlichem Süßwasserzufluß (Schwarzes Meer 1,5 bis 1,8%, Ostsee 0,1 bis 0,8%). Tierformen, welche an einen gleichbleibenden Salzgehalt des Wassers gebunden sind, nennt man stenohalin, vom Salzgehalt unabhängige Formen euryhalin. Stenohalin sind z. B. die meisten Korallen, Bryozoen,

kalkschaligen Brachiopoden und Cephalopoden. Bei den kalkschaligen Tieren führt der Übergang ins Brack- und Süßwasser zu einem Dünnerwerden der Schale und zur Verkümmerung des Wachstums. Schrittweise läßt sich das an den Muscheln der Nord- und Ostsee von West nach Ost verfolgen. Auch abnorm hoher Salzgehalt führt zu Zwergwuchs, wie die Muscheln des Zechsteinmeeres zeigen.

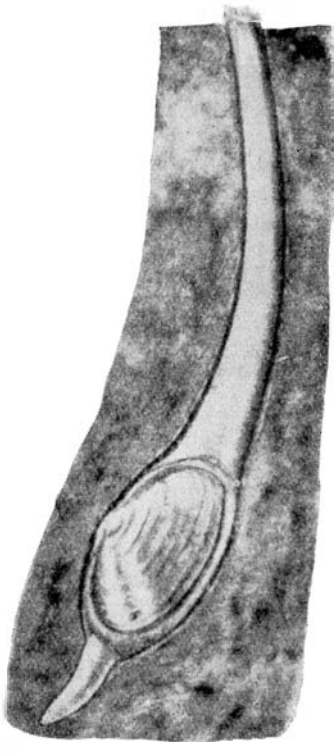


Abb. 16. *Mya*, eine Muschel mit Grabfuß und Siphonalröhre, in Sand eingegraben. Nach DACQUÉ.

Anpassung an das Klima. Wärmeempfindliche Organismen heißen stenotherm, indifferente eurytherm. Die meisten Landbewohner sind stenotherm, insbesondere als wichtige Klimazeugen die Pflanzen. Außer der Anpassung an die Wärme (z. B. Haarkleid der Säuger) spielt auch die Anpassung an die Feuchtigkeit der Luft eine große Rolle. Im Meere sind nur die flachen Bezirke von thermisch-fazieller Bedeutung, da die Temperatur in der Tiefsee nahezu konstant ist. Im Flachwasser kann starkes Größen- und Dickenwachstum der Kalkschalen als Wärmeindikator gelten (Abb. 15); extrem stenotherm sind Korallen, deren Riffe auf den Tropengürtel beschränkt bleiben. Wichtig sind diese Unterschiede für die Feststellung von Strömungen, z. B. bei den Hebriden, wo an den Golfstrom mit 16,5° im NW ein kalter Strom mit −1° unmittelbar angrenzt; beide Bereiche haben eine verschiedene Bodenfauna (atlantisch und arktisch).

Die Randteile des sichtbaren Spektrums, d. h. die infraroten und ultravioletten Strahlen, werden schon in geringster Tiefe absorbiert; die roten Strahlen verschwinden ab −3 m Tiefe, die gelben ab −20 m; am längsten, bis mindestens −150 m, halten die blauen und violetten Strahlen an. Man unterscheidet entsprechend nach der Durchleuchtung drei Regionen: die obere durchleuchtete oder diaphane (euphotische) Region reicht bis −150 m und ist durch die Wirksamkeit der Photosynthese ausgezeichnet; hier herrscht das „autotrophe", assimilierende Phytoplankton (Maximum bei −80 m), oben insbesondere die Algen in der Reihenfolge Grün-, Braun-, Rotalgen (Maximum bei −40 m). Die folgende disphotische oder Dämmerungsregion reicht bis −400 m und ist durch Fehlen von Assimilationsmöglichkeiten durch Chlorophyll ausgezeichnet; hier beginnt die Herrschaft der heterotrophen Organismen (Räuber, Aas- und Schlammfresser, Parasiten). Die tiefste, aphotische Region unter −400 m, in welche kein Lichtstrahl mehr hinabreicht, ist durch eigentümliche Anpassung der Organismen ausgezeichnet, wie fehlende oder hypertrophisch entwickelte Augen (Teleskopaugen), phosphoreszierende Organe usw.

Mit Recht hat WILSER auch auf die Bedeutung der chemisch wirksamen ultravioletten Strahlung für Gedeihen und Formgebung der Organismen der Vorzeit hingewiesen.

Anpassung an die Reinheit des Wassers ist wieder bei Korallen sehr deutlich: die langen Saumriffe Australiens zeigen z. B. Unterbrechungen dort, wo schlammführende Flüsse ins Meer münden. Bei vielen benthonischen Tieren treten Schutzanpassungen gegen Verschlammung wichtiger Organe auf: Deckelbildung bei Korallen (Abb. 17), Fasciolen bei Seeigeln, Siphonen bei Muscheln (Abb. 16) usw.

Die Anpassung an den Sauerstoffgehalt des Wassers ist von besonderer Bedeutung, weil dieser den Charakter des Nährbodens der Lebewelt bestimmt. Sauerstoffreichtum fördert die Verbrennung (Oxydation), also eine der Grund-

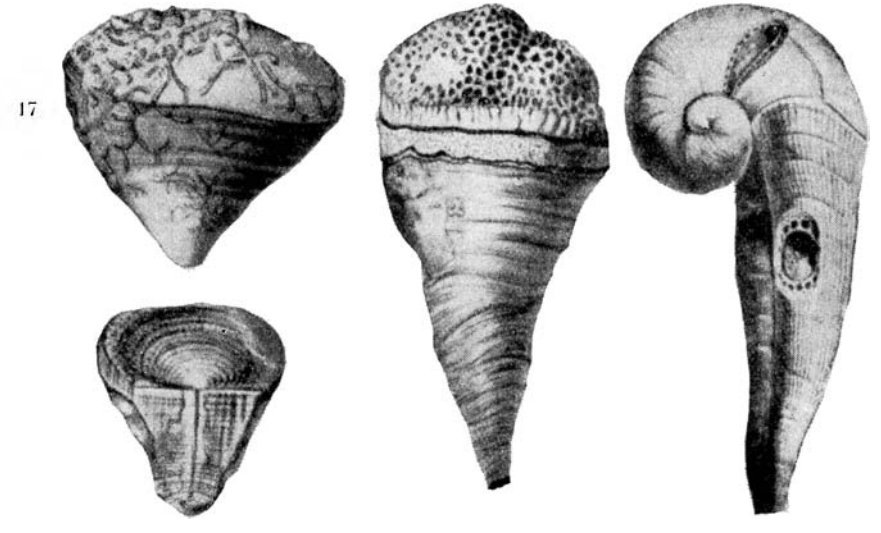


Abb. 17 bis 20. Konvergenz der Körperform verschiedener Tiere bei gleicher sessil-benthonischer Lebensweise. 17 *Calceola*, Deckelkoralle aus dem Devon (von *Aulopora* überwachsen); 18 und 19 *Scacchinella* und *Richthofenia*, zwei Brachiopoden aus dem Perm; 20 *Caprinula*, Muschel aus der Kreide. Nach DACQUÉ und DIENER.

bedingungen tierischen Lebens. Sauerstoffarmut führt zur Reduktion und zu Gärungsprozessen, welche das Leben höherer Tiere ausschließen, aber gewisse anaërobe Bakterien begünstigen, deren Tätigkeit die Fazies des Meeresbodens entscheidend beeinflußt (Faulschlamm und ähnliche Sedimente).

Anpassung an die Bewegung ist durch die Körperform meist leicht nachzuweisen. Sie hängt eng mit der Art der Eigenbeweglichkeit der Tiere zusammen, also mit der Einteilung in Benthos, Plankton und Nekton. Wichtig sind hier die Symmetrieverhältnisse des Körpers.

Das sessile Benthos ist der Eigenbeweglichkeit beraubt und daher bestrebt, die günstigste Form für die leichte Ernährung und Schutz gegen Angriffe zu finden; das Höhenwachstum

zum Gelangen in frisches, nährstoffreiches Wasser ist dafür besonders wichtig. Daher bildet sich eine vertikale Hauptachse des Körpers aus, die zugleich Achse höherer Symmetrie ist; so haben die Seelilien 5-reihige, die Korallen 4-, 6- oder 8-reihige Symmetrie. Da bei verschiedenen Tiergruppen gleicher Lebensweise dieselben Kelch- oder Röhrenformen des Skeletts auftreten, sind hier Konvergenzen der Gestalt besonders häufig, z. B. bei Korallen (Abb. 17), Muscheln (Rudisten Abb. 20), Brachiopoden (Richthofenien Abb. 18 und 19) und Krebsen (Balaniden).

Am auffallendsten sind die Veränderungen in der Brandungszone, wo durch Dickenwachstum des Skelettes (Austern, dickschalige Schnecken, Korallen usw.) und durch feste Verbindung mit dem Boden (Anwachsen, Ansaugen, Anklammern, Verankerung durch Stacheln) ein Schutz gegen Beschädigung erreicht wird (vgl. Abb. 6, 15, 17 bis 20). In schwächer bewegtem Wasser wird demgegenüber oft eine nichtstarre, d. h. nachgiebige und elastische Verbindung mit dem Boden bevorzugt; als Beispiel sei der lange, gegliederte und daher biegsame Stiel der Seelilien genannt (vgl. Abb. 7); dasselbe Prinzip zeigt ja auch der elastische Faserbau der Pflanze.

Beim vagilen Benthos liegt dagegen das Hauptbestreben darin, eine möglichst ungehinderte g e r i c h t e t e Bewegung zu ermöglichen; dazu dient vor allem der Übergang zur zweiseitigen Symmetrie, mit einer Hauptachse des Körpers p a r a l l e l zum Boden (Abb. 9). Sehr bezeichnend sind dafür die zur vagilen Lebensweise übergehenden Stachelhäuter (Seeigel), bei denen die fünfseitige Symmetrie sich zur bilateralen umbildet (Abb. 8). Für die Faziesbestimmung sind ferner die Schutzvorrichtungen gegen Einsinken im Schlamm, die Anpassungen an Graben, Bohren usw. wichtig (Abb. 16).

Die Anpassungstendenzen des Nektons sind ähnlich, nur gesteigert: Erleichterung des Körpers (Skelettreduktion, Luftschalen der Cephalopoden) und rasche Bewegung (Stromlinienform der Fische, Delphine, Cephalopoden, Hochseeschnecken) sind hier maßgebend. Wichtig ist die Ausbildung von Schwimm-, Ruder- und Steuerorganen (Paddeln, Schwanz, Flossen).

Beim passiv beweglichen Plankton hat dagegen die Erleichterung des Schwebens durch Vergrößerung der Oberfläche (Gitterschalen, Stacheln) Bedeutung (Abb. 10, 11). Da keine Bewegungsrichtung bevorzugt ist und die Tiere allseitig vom Medium umgeben werden, ist eine hohe Symmetrie häufig (Mützen- und Kugelskelette der Urtiere).

2. Von den Faziesbezirken der Erde

Die – aktualistisch begründete – Feststellung der Fazies ist für die Rekonstruktion der Geographie der Vorzeit unentbehrlich. Maßgebend sind dabei, ohne Rücksicht auf das Alter:

1. Die Bildung in gleichen oder in verschiedenen Medien (Wasser oder Luft); man spricht von isomesischen und heteromesischen Ablagerungen ohne nähere Unterscheidung der Fazies.

2. Die Bildungen gleicher oder verschiedener Fazies, die man als isopische bzw. heteropische Bildungen unterscheidet. Zum Beispiel sind Korallenkalke des Devon, der Trias und der Gegenwart isopisch, die Sedimente der heutigen Nord- und Ostsee heteropisch. Verschiedenaltrige, aber faziesgleiche Schichten bezeichnet man auch mit HUXLEY als h o m o t a x.

3. Die Bildungen gleicher oder verschiedener Ablagerungsräume werden als isotopisch bzw. heterotopisch unterschieden. Das Tertiär des Mainzer und Wiener Beckens ist z. B. trotz ähnlicher Fazies heterotopisch; der Meeressand und Septarienton des Mainzer Beckens sind trotz verschiedener Fazies isotopisch.

Die heteromesischen Bereiche erfordern eine getrennte Behandlung.

Die **Sedimente des Landes** sind ihrem Wesen nach lückenhafter, da ja das Land vorwiegend Zerstörungsgebiet gewesen ist. Folgende Möglichkeiten der Erhaltung liegen vor:

I. Tiefenlage, d. h. Ausbildung von abflußlosen Senken mit folgenden Sonderfällen:

1. Senke mit stehendem Wasser — limnische Sedimente klastischer, pelitischer oder organogener Art.
2. Senke mit intensiver Vegetation — Moore; Bildung von Kaustobiolithen.
3. Senke im Trockenklima — Wüste; klastische, durch Wind und Wasser geförderte Sedimente und chemische Absätze durch Verdunstung (z. B. Salze, Wüstenkalke usw.).

II. Klimaänderungen, welche die Wirkung exogener Faktoren herabsetzen.

1. Zunehmende Trockenheit vermindert die Wassermenge und damit die Transportkraft der Flüsse; sie führt zur Aufschotterung, d. h. zur Anhäufung klastischer limnischer Sedimente.
2. Zunehmende Erwärmung bringt Inlandeis zum Schmelzen und führt zur Ablagerung des Moränenmaterials.
3. Änderung der Luftdruckverhältnisse führt zur Umgestaltung der herrschenden Windrichtungen; der vom Wind transportierte Feinschutt bleibt liegen.

III. Eine Senkung des Landes bringt Gebiete mit vergänglichen Landablagerungen unter Meeresbedeckung, wo sie infolge aufhörender Bewegung und Luftabschluß erhalten bleiben (ertrunkene Moore z. B.).

Die aus dieser Zusammenstellung hervorgehende große Bedeutung des Klimas für die Landfazies gestattet folgende Einteilung:

Nivaler Bereich. Wirkungsgebiet glaziärer Kräfte; vorwiegend mechanische Gesteinszerstörung. Vorwiegend klastische Ablagerungen durch Bodenfließen (Breccien), Eis (Moränen), Schmelzwasser (Kies und Sand), Wind (Löß). Zurücktretend limnische Sedimente chemischer (Ocker) und organischer (Diatomeen) Art.

Gemäßigter Bereich. Wirkungsgebiet feuchten Klimas; fließendes Wasser als Transportmittel; mechanische und chemische Verwitterung. Wichtigste Ablagerungen: Flußschotter und Sande; See-Ablagerungen (See-Erze, See-Kreide, Faulschlamm); Torfmoore; Verwitterungs-Rückstände (Lehm, Sand, Gehängeschutt).

Arider Bereich. Wirkungsgebiet warm-trockenen Klimas; Wind als Transportmittel; mechanische Verwitterung wiegt vor. Wichtigste Ablagerungen: Windabsätze (Dünen); chemische Sedimente, durch Verdunstung gefördert (Salze, z. B. Soda, Natronsalpeter, Caliche); wenig organische Bildungen.

Tropischer Bereich. Wirkungsgebiet feucht-heißen Klimas mit Trockenzeiten; fließendes Wasser als Transportmittel; starke chemische Verwitterung (Fortführung der Kieselsäure). Wichtigste Sedimente: Verwitterungsrückstände (Laterit), Flußschotter, Kaustobiolithe.

Unabhängig vom Klima ist die vulkanische Fazies, welche in allen Zonen vorkommen kann.

Sedimente des Meeres. Die großen Sammelbecken der Weltmeere sind das eigentliche Gebiet dauernder Sedimentation; mit rund 371 Millionen qkm bilden sie 69,4% der heutigen Erdoberfläche und haben einen Inhalt von 1370 Millionen cbkm Wasser. Für die Fazies der Meeresablagerungen sind drei Umstände besonders wichtig:

1. Die Tiefe des Meeres, welche auch die biologisch wichtigen Kriterien der Wasserbewegung, Wärme und Durchleuchtung bestimmt.

2. Die Entfernung vom Ufer, welche die Zufuhrmöglichkeit der Sedimentarten bestimmt.

3. Die geographische Position, d. h. Beckenform (offenes Meer, Binnenbecken) und klimatische Lage.

Da die Wirkungen dieser Faktoren sich oft überschneiden, geht man zur ersten Übersicht zweckmäßig nur von dem ersten Faktor aus, der folgende Dreigliederung ermöglicht:

Schelf – der vom Meere überflutete Teil der Kontinentalplatte von 0 bis 200 m unter NN. Heute etwa 4,7% der Erdoberfläche.

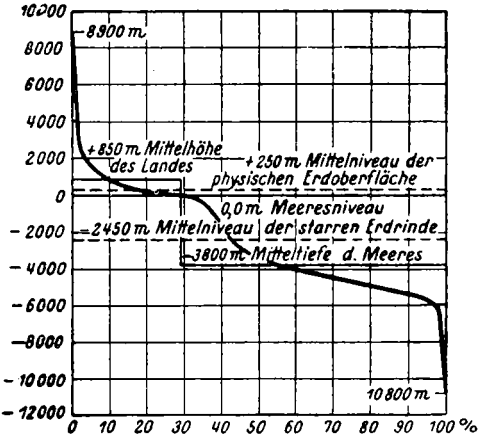


Abb. 21. Hypsographische Kurve der Erdoberfläche. Häufigkeit mittlerer Höhen. Nach KOSSINA und E. TAMS.

Kontinentalböschung – Bereich zwischen 200 und 3000 m unter NN. Heute etwa 13,2% der Erdoberfläche.

Tiefenregion – Bereich unter 3000 m unter NN. Heute 51,5% der Erdoberfläche.

Auf das Land entfallen also 30,6%. Die auffallende Seltenheit mittlerer Tiefen ergibt zwei häufigste Tiefenniveaus bei + 250 m und – 3800 m (Abb. 21).

Für die Einteilung der Sedimente ist nur der Schelf unmittelbar brauchbar; in den tieferen Regionen muß der Faktor der Landentfernung in Ansatz gebracht werden, was zu folgender Einteilung führt:

Schelfsedimente, bis – 200 m Tiefe; Absatzgebiet gröberer Ablagerungen, 7,1% des Meeresbodens.

Hemipelagische Sedimente, bis – 4000 m Tiefe; im wesentlichen Nebenmeere und Ozeanränder. Nur feinster Gesteinsdetritus vom Lande gelangt zum Absatz. Nach KRÜMMEL 15,4% des Meeresbodens.

Eupelagische (Tiefsee-) Sedimente; tiefste Teile der Ozeane. Die Materialzufuhr vom Lande ist minimal. 77,5% des Meeresbodens.

Für die Meere der Vorzeit, deren Flächenanteil, Verteilung und Tiefe vielfach ganz abweichend waren und daher zu anderen Faziesmerkmalen führten, wird die Einteilung gewöhnlich folgendermaßen umgestaltet:

Litoral – unmittelbarer Küstenstreifen

Neritikum (von Nerita-Schale) – Flachsee bis zur Tiefe noch nachweisbarer Bewegung des Wassers

Bathyal – Tieferes Meer ohne Wasserbewegung am Grunde

Abyssikum – Tiefsee, ohne Bodenleben.

Genaue Tiefenangaben sind nicht möglich. Litoral und Neritikum fallen in den Bereich des Schelfes, auf dem aber in Uferferne auch bathyale Sedimente entstehen können. Die Begriffe bathyal und hemipelagisch sind also nicht identisch. Auch das Abyssikum ist der eupelagischen Region nicht gleich, da es auch tiefe, aber ufernahe Regionen schmaler Vorzeitsenken umfaßt.

Bei Bewertung der Fazies spielen natürlich neben der chorologischen (Tiefen-) Gliederung auch andere Faktoren eine Rolle, so im Litoral das Klima, ferner Nährstoffreichtum und -armut (Eutrophie, Oligotrophie), Strömungen, Wasserschichtung, Bekkenform usw. Der Sauerstoffgehalt bedingt eine Einteilung in Frisch- und Stillwassergebiete, die nach H. SCHMIDT biologisch von größter Bedeutung ist. Auf die Einteilung nach dem historischen Charakter des Ablagerungsraumes, die immer mehr Bedeutung erlangt, wird erst nach Besprechung des erdgeschichtlichen Prozesses einzugehen sein. Die Merkmale der genannten Typen seien kurz besprochen.

Litoral. Der Ufergürtel ist das Gebiet zwischen Flut- und Ebbegrenze, also im wesentlichen die Schorre, deren Breite je nach der Küstengestalt und der Gezeitenstärke stark wechselt. In dieser amphibischen Region greifen die aufbauenden und zerstörenden Kräfte von Land und Meer ineinander. Die Gesteinsart der Küste, die Stärke der Brandung, Gezeiten, Strömungen usw. bedingen einen raschen Fazieswechsel. In dem flachen, bis zum Grunde durchleuchteten und durchwärmten Wasser sind klimatische Faktoren bedeutsam. Die bis zum Grunde reichende Wasserbewegung arbeitet einerseits an der Zerstörung der Küste, andererseits an der Sonderung des Lockermaterials nach Größe und Schwere, was zu einer Faziesdifferenzierung in uferparallele Streifen führt; das meerwärts verfrachtete feinere Material wird dann durch Strömungen weiter verlagert.

Die benthonische Lebewelt paßt sich diesen Bedingungen weitgehend an. Die wechselnde Wasserbedeckung der Schorre führt zu Anpassungen an vorübergehendes Trokkenliegen, wie Eingraben oder Einbohren in den Grund. Die starke Brandung erfordert Schutz durch soliden Schalenbau und feste Verankerung. Dieser Lebenszuschnitt gibt der Tierwelt des Litorals ein fest umrissenes Gepräge. Einige wichtigere Faziestypen seien erwähnt.

Ablagerungen felsiger Steilküsten. Hauptmerkmal: starke Brandung, die Sedimente sind daher grobklastisch (Konglomerat, Grobsand) und entnehmen den Stoff meist der unmittelbaren Umgebung. Biologische Fazies: vorwiegend sessiles Benthos mit dickschaligen, fest am Fels verankerten Tierformen.

Ablagerungen flacher Küsten. Hauptmerkmale: verminderte Brandung, teilweiser Abschluß durch Dünen, Nehrungen, Inselketten, daher wechselnder Salzgehalt. Heutige Typen: Lagunen, Haffe, Wattenmeere, Mangrove-Küstensümpfe der Tropen. Sedimente feinklastisch, oft weither transportiert. Oft starke Beteiligung verwesender Substanz, d. h. Bildung von Kaustobiolithen: Faulschlamm, Anhäufung von Treibholz und Tangen (allochthone Kohlenlager), Küstensümpfe (paralische Kohlenlager). Biologische Fazies: neben Pflanzen vorwiegend vagiles Benthos, Anpassung an grabende Lebensweise, euryhaline Tierformen; im allgemeinen ärmere Fauna.

Ablagerungen im Mündungsgebiet der Flüsse. 1. Deltabildungen, d. h. ins Meer vorgebaute Schuttkegel von Flüssen. Hauptmerkmale: Beteiligung gerichteter Wasserbewegung, herabgesetzter Salzgehalt. Gesteinsfazies: grob- bis feinklastisch, schichtweise stark wechselnd, mit häufiger Schrägschichtung. Biologische Fazies: Mischung von marinen und Landformen.

2. Aestuare und Limane, d. h. trichterförmige Erweiterungen der Flußmündungen. Hauptmerkmale: verminderte Wasserbewegung, Mischung von Salz- und Süßwasser, organische Verwesungsprozesse, Schwefelwasserstoffgärung. Es handelt sich eigentlich um einen Sonderfall der Flachküsten. Gesteinsfazies: feinklastisch und organisch, d. h. Schlicke, Faulschlamm usw. Biologische Fazies: arme Brackwasser-Fauna, vorwiegend Nekton, seltener vagiles Benthos.

Schelfe (im wesentlichen Neritikum). Genaue Tiefenangaben für die Vorzeitsedimente sind kaum möglich. Faziell wichtig sind die Durchleuchtung bis zum Grund und die Wasserbewegung. Die erste reicht bis mindestens – 150 m, die zweite kann bis – 200 m spürbar sein, hängt aber von dem Bodenrelief ab, so daß bathyale Sedimente noch in den Schelf hineinreichen können. Das Klima ist noch von Bedeutung.

Die Gesteinsfazies wird durch terrigene Schlammzufuhr und durch chemisch-organische Neubildung bestimmt, wobei die Verteilung von der Küstenentfernung und vom Bodenrelief abhängt.

Auf dem Flachschelf werden unter dem Einfluß der Wasserbewegung je nach der Zufuhr vom Lande klastische oder halborganische Sedimente angehäuft; Kalk- und Eisenoolithe sind hier im warmen Klima häufig, während in kaltem sandige Gesteine (zum Teil mit Glaukonit) vorwalten. In tieferen Bereichen reichert sich das feine terrigene Material in Becken mit geringer Wasserbewegung, oft bei Sauerstoffmangel, an. Auf die trennenden Schwellen gelangt dieser Schutt nicht bzw. wird dort vom bewegten Wasser abgespült; hier begünstigt bessere Durchlüftung die Ansiedlung von sessilem Benthos, dessen Kalkschalen organogene Kalke liefern. Schwellen- und Beckenfazies sind daher bezeichnende Untertypen.

Die biologische Fazies ergibt sich aus dem Gesagten. Die ufernahen Teile zeigen Übergänge zur Küste. Auf den Schwellen herrscht reiches benthonisches Leben mit Vorwiegen stenohaliner und stenothermer Formen bewegten Wassers. In den Becken ist die Fauna ärmer und an Schlammleben angepaßt. Vagiles Benthos, insbesondere Schlammwühler herrschen vor. Von sessilen Formen sind solche, die sich auf langem Stiel über den Boden erheben (Seelilien) bezeichnend. Plankton und Nekton, für welche der Beckenboden Begräbnisraum ist, spielen oft eine große Rolle. Die Becken bilden damit einen Übergang zum Bathyal.

Hemipelagische Bildungen (bathyale Zone zum Teil). Eine genaue Definition dieser Zone, welche zwischen dem Schelf und der Tiefsee vermittelt, ist schwer zu geben. Es handelt sich um jene Meeresteile, in welche das Licht, die Wasserbewegung und die Temperaturschwankungen nicht mehr vordringen, wo der Sauerstoffgehalt gering und ein direkter Einfluß des Strandes nicht mehr vorhanden ist. Die Zufuhr vom Lande beschränkt sich auf die feinsten Fraktionen der Pelitreihe, welche, gemischt mit dem abgestorbenen Plankton, einen feinen Schlick liefern. Die Ablagerungen der Mittelmeere, der Randmeere (z. B. Ostasiens) und einiger tieferen, halb abgeschlossenen Binnenmeere (z. B. Schwarzes Meer) gehören auch hierher. Daraus ergibt sich ein Ineinandergreifen von Schelfabsätzen und hemipelagischen Bildungen.

Die wichtigsten Typen rezenter hemipelagischer Sedimente sind:

Blauschlamm. Eine sehr zähe Masse, deren Farbe teils durch organische Stoffe, teils durch das meist reichlich vorhandene Schwefeleisen (Reduktionserscheinungen!) bedingt wird. An der Zusammensetzung beteiligen sich feinster Schlamm (etwa 62%), Mineralkörner (22%), Kalkorganismen (13%), Kieselorganismen (3%).

Das Sediment ist in Tiefen zwischen —210 bis —5220 m verbreitet, der Kalkgehalt schwankt und nimmt nach der Tiefe, d. h. in kälterem Wasser, ab. Die kalkreichen, besonders in den Mittelmeeren angereicherten Produkte werden zum Teil als Kalkschlamm ausgeschieden.

Roter Schlick. Im wesentlichen ähnlich, aber auf die Tropen beschränkt. Die rote Farbe stammt von der Beimischung lateritischer Zersetzungsprodukte chemischer Verwitte-

rung auf dem tropischen Festland. Die größten Rotschlammgebiete liegen vor den Mündungen der Ströme Amazonas, Orinoco und Yangtse.

Grünschlamm. Schlicke mit Anreicherung von Glaukonit. Diese Bildungen treten vor allem im Bereiche der 100-Faden-Linie in den Grenzgebieten kalter und warmer Strömungen auf. Häufig findet man in ihnen Konkretionen von Phosphorit.

Schwarzer Schlamm. Eine an Bitumen und Schwefelwasserstoff reiche, zähe Masse, die sich in den tieferen Teilen halbabgeschlossener Meeresbecken (z. B. Schwarzes Meer) findet. Im Wasser besteht eine Schichtung: das salzarme Oberflächenwasser riegelt die Sauerstoffzufuhr nach der Tiefe ab; dort ist organisches Leben nicht mehr möglich. Es entwickelt sich eine Schwefelwasserstoffgärung, die wesentlich an der Umwandlung der niederfallenden organischen Stoffe in bituminöse Substanz beteiligt ist. Auf diese Bildungsumstände, die schon im Schelf einsetzen, werden wir mehrfach im Laufe der Erdgeschichte zurückkommen.

Die biologische Fazies der hemipelagischen Region ist durch den Mangel an Licht, Bewegung und durch gleichmäßigere Temperatur am Boden bestimmt. Sessiles Benthos fehlt meist, und auch das vagile ist spärlich. Der Meeresboden ist vor allem Begräbnisraum der planktonischen und nektonischen Organismen, welche nach dem Absterben aus der diaphanen Region zu Boden sinken.

Eupelagische Bildungen (abyssische Region zum Teil). Diese Bildungen großer Tiefen zeigen eine extreme Verstärkung der bei den hemipelagischen Bildungen behandelten Umstände. Der Einfluß des Landes ist nicht mehr spürbar, die Region ist lichtlos, bewegungslos, und hat gleichmäßige, nur wenig über 0° liegende Bodentemperaturen. Die Menge der Sedimente ist gering: Reste planktonischer Organismen, Produkte des submarinen Vulkanismus und vielleicht kosmischer Staub setzen sie zusammen. Die wichtigsten Typen der Gegenwart sind:

Globigerinenschlamm, im wesentlichen aus den Kalkschalen niederer planktonischer Organismen (Globigerinen und Coccolithen) bestehend und vom Kalkschlamm der hemipelagischen Bildungen durch eine geringere Beteiligung terrigener Produkte unterschieden. Kalkorganismen bilden etwa 64%, feinster Schlamm 31% der Masse, wogegen Mineralkörner (3%) und Kieselorganismen zurücktreten.

Da im kalten Wasser großer Tiefen der Kalk aufgelöst wird, reicht der Globigerinenschlamm bis höchstens −4160 m hinab. Sein Hauptverbreitungsgebiet ist der Atlantische Ozean. Abarten, in denen nektonische Hochseeschnecken angereichert sind, werden als Pteropodenschlamm bezeichnet.

Roter Tiefseeton ist das vorherrschende Sediment der tiefsten Meeresregion zwischen −4700 bis 8500 m. Die Grundmasse bildet ein zäher Ton mit einer Korngröße unter 2 μ (Lutit), der in feuchtem Zustande plastisch, in trockenem sehr hart ist. Darin kommen Reste von kieselschaligen Tieren und Bimssteinstückchen vor. Das Material stammt zumeist von vulkanischen Explosionen; Landprodukte und kosmischer Staub sind wohl nur in geringer Menge beteiligt. Die Umwandlung beruht auf der Zersetzung vulkanischer Aschen. Dabei sind die großen Zeiträume der Bildung in Betracht zu ziehen. Häufig kommen Mangankonkretionen und, als diagenetische Neubildungen, Zeolithe (Philippsit) vor. Das größte Verbreitungsgebiet ist der Pazifische Ozean mit über 40 Millionen Quadratmeilen (Atlantik 6 Millionen, Indik 5 Millionen Quadratmeilen).

An Organismenresten kommen neben planktonischen Kieselschalen nur schwerlösliche Hartteile nektonischer Tiere, wie Zähne, Gehörknöchel usw. vor. Diese haben oft einen altertümlichen Charakter und sind zum Teil wohl Reste ausgestorbener Formen, die bei der geringen Sedimentation erst nach langen Zeiträumen überdeckt werden.

Der Radiolarienschlamm, von dem Tiefseeton nur durch eine Anreicherung der Kieselskelette von Radiolarien unterschieden. Kieselorganismen bilden bis 54%, Kalkorganismen nur 4% der Masse; auf Mineralkörner entfallen 2%, auf feinsten Tonschlamm 40%.

Während der Radiolarienschlamm vorwiegend in tropischen Meeren vorkommt, ist der Diatomeenschlamm mit Anreicherung der Kieselgerüste dieser niederen planktonischen Pflanzen ein Charakteristikum kälterer Gegenden.

Bei der diagenetischen Umwandlung gehen diese kieselsäurereichen Gesteine in Hornsteine, Jaspis, Radiolarit über; als solche trifft man sie in bestimmten Sedimenten der Vorzeit an. Ein Schluß auf die Tiefenzone ist aber nur selten möglich, da eben außer der Tiefe auch andere Verhältnisse, wie Landferne, Temperatur, Anwesenheit vulkanischer Produkte, für die Entstehung entscheidend sind.

Wie bei den Landbildungen, kann auch im Meere die vulkanische Fazies submariner Ergüsse und Ascheneruptionen allen übrigen Faziestypen beigemengt sein. Der submarine Charakter der Ablagerung ist oft an der Struktur (Kissenlaven, Schalsteine) und an Fossileinschlüssen der Tuffe nachweisbar.

III. SCHRIFTTUM ÜBER BIOLOGISCHE UND PETROGRAPHISCHE FAZIES

ABEL, O., Lebensbilder aus der Tierwelt der Vorzeit. — Jena, Verl. G. Fischer, 1922.
—, Tiere der Vorzeit und ihr Lebensraum. — Berlin, Deutscher Verlag, 1939.
ANDRÉE, K., Geologie des Meeresbodens. Bd. II. Verl. Gebr. Borntraeger, Berlin 1920.
CORRENS, C., Woraus besteht der Tiefseeboden? Tiefseebuch, Sammlung „Das Meer", Bd. III. Berlin, Verl. Mittler u. Sohn, 1934.
—, Die Sedimente des äquatorialen atlantischen Ozeans. — Wiss. Erg. der Deutsch. Atlant. Exp. Meteor 1925 bis 1927. Berlin 1937.
—, Blauschlick, Globigerinenschlamm, Roter Ton. — Fortschr. d. Min. usw. 21, 1937.
DACQUÉ, E., Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. — Jena, Verl. G. Fischer, 1915.
—, Vergleichende biologische Formenkunde der fossilen niederen Tiere. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1921.
DREVERMANN, F., Meere der Urzeit. — Samml. Verständl. Wissenschaft, Bd. 16. Berlin, Verl. J. Springer, 1932.
KERNER v. MARILAUN, F., Paläogeographie. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1934.
—, Paläoklimatologie. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1930.
—, Paläogeographie und Paläoklimatologie. 1936—1939. — Geol. Jahresberichte, Bd. I A, 1938, u. III A, 1940.
KOEPPEN, W., & A. WEGENER, Die Klimate der Vorzeit. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1929.
KOSSMAT, F., Paläogeographie. — Berlin, Verl. W. de Gruyter, Samml. Göschen, 1924.
KREJCI-Graf, K., Zur Bildung bituminöser Sedimente. — Schriften a. d. Gebiete der Brennstoff-Geologie, Heft 10. Stuttgart, Verl. F. Enke, 1935.
MÜLLER, A. H., Grundlagen der Biostratonomie. — Abh. Deutsche Akad. d. W., Berlin, Klasse f. Mathem. u. allg. Naturw., Jahrgang 1950, Nr. 3. Berlin 1951.
PRATJE, O., Die Fortschritte in der Erforschung der marinen Sedimente und des Meeresbodens. — Geol. Jahresberichte, Bd. I A, 1938, und ANDRÉE, das., B. III A, 1940.
RICHTER, RUD., Flachseebeobachtungen zur Paläontologie und Geologie. I—XVI. — Senckenbergiana 2, 1920; 3, 1921; 4, 1922; 6, 1924; 8, 1926.
SCHMIDT, H., Die bionomische Einteilung der fossilen Meeresböden. — Fortschr. d. Geol. u. Pal. Berlin, Bd. XII, Heft 38, 1935.
SCHOTT, W., Rezente Tiefseesedimente in ihrer Abhängigkeit vom Ozeanwasser. Stille-Festschrift. — Stuttgart, Verl. F. Enke, 1936.
Sediment-Heft der Geol. Rundschau, Bd. 29, Heft 3/5, 1938.
SUPAN, A., Grundzüge der physikalischen Erdkunde, Bd. I, 7. Auflage, herausgegeben von E. OBST. — Berlin, Verl. W. de Gruyter, 1927.
TWENHOFEL, W. H., Treatise of sedimentation, 2. Aufl. — London 1932.
WALTHER, J., Bionomie des Meeres. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft I. — Jena, Verl. G. Fischer, 1893.
—, Die Lebensweise der Meerestiere. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft II. — Jena, Verl. G. Fischer, 1893.
—, Die Sedimente der Taubenbank im Golfe von Neapel. — Abh. k. pr. Akad. d. Wiss. Berlin 1910.

WASMUND, E., Biocoenose und Thanatocoenose. — Archiv f. Hydrobiologie, Stuttgart, XVII, 1926.
WEIGELT, J., Rezente Wirbeltierleichen und ihre paläobiologische Bedeutung. — Leipzig, Verl. M. Weg, 1927.
WILSER, L., Lichtreaktionen in der fossilen Tierwelt. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1931.

IV. VON DEN GRUNDGESETZEN DER STRATIGRAPHIE UND DER RELATIVEN ZEITRECHNUNG

Alle Unterwasserablagerungen, mit Ausnahme der organischen Riffbauten bilden zunächst lockere, wasserdurchtränkte Massen, deren Verhalten dem einer zähen Flüssigkeit nahekommt. Ihre Unterkante wird sich daher dem Untergrund anschmiegen, während sich die Oberkante ± horizontal, d. h. senkrecht zur Erdanziehung, einstellt. Da die Sedimentbildung landwärts aufhört, beckenwärts aber infolge schwächerer Zufuhr geringer ist, hat jede Sedimentmasse die Gestalt einer sehr flachen Linse, nahezu einer Platte.

Solange sich Transport und Zufuhr nicht ändern, wird das entstehende Sediment homogen sein – die Platte bildet eine einheitliche Schicht, in welcher indessen eine primäre Parallelbettung flacher Komponenten (Glimmerblätter, Kaolinschuppen) möglich ist. Tritt dann eine Änderung der Ablagerungsverhältnisse ein, so beginnt, gleich oder nach einer Unterbrechung, die Bildung einer neuen Schicht, welche wiederum eine planparallele Platte darstellt. Von den mannigfachen Ursachen der Sedimentationsänderung seien im Anschluß an BRINKMANN die wichtigsten genannt:

Autonome Schichtung: Primärschieferung (s. oben), Saigerung durch verschiedene Sinkgeschwindigkeit der Sedimentteilchen, rhythmische Fällung aus übersättigten Lösungen, biogene Schichtung durch Wechsel der sedimentbildenden Organismen, Stromwechselschichtung infolge Änderung der Absatzmöglichkeiten durch Geschwindigkeitsschwankung des transportierenden Mediums.

Induzierte Schichtung: Änderung der Transportverhältnisse und des Absatzes durch Gezeiten, Klimawechsel, vulkanische Ausbrüche, Hebungen bzw. Senkungen des Bodens und der Küste.

Diagenetische Schichtung: Umlagerungen im fertigen Sediment durch Einwirkung von der Oberfläche oder durch Kompression und Entwässerung.

Da naturgemäß jede höhere Schicht später gebildet wurde als die tiefere, kann man aus einem Schichtenstoß die Faziesänderungen innerhalb einer Zeitspanne ablesen und als Grundgesetz der Lagerung folgenden Satz aufstellen: Die Sedimente bilden ursprünglich horizontale Platten, von denen jeweils die höhere später entstanden ist. Die untereinander parallele Lagerung wird als Konkordanz bezeichnet.

Abweichungen vom Prinzip der Horizontalität und Konkordanz können primärer und sekundärer Art sein.

Primäre Abweichungen sind durch Ablagerung an steilen Böschungen (Ufer, Riffe) bedingt und werden durch grobes Material mit großer innerer Reibung begünstigt; daher sind sie in Landablagerungen häufiger. Schuttmassen am Gehänge, submarine „Überguß-Schichtung"

an Riffen, Laven- und Aschenabsatz auf den Flanken von Vulkanbergen zeigen entsprechend primäre Schrägschichtung. Einen anderen Fall bildet die Sedimentation in einem in bestimmter Richtung bewegten Medium, d. h. die Schrägschichtung in Flußschottern, Deltabildungen und Dünen. Bei Richtungswechsel wird die Konkordanz der Schichten aufgehoben; es entsteht Kreuzschichtung oder diskordante Paralleltextur (Abb. 23).

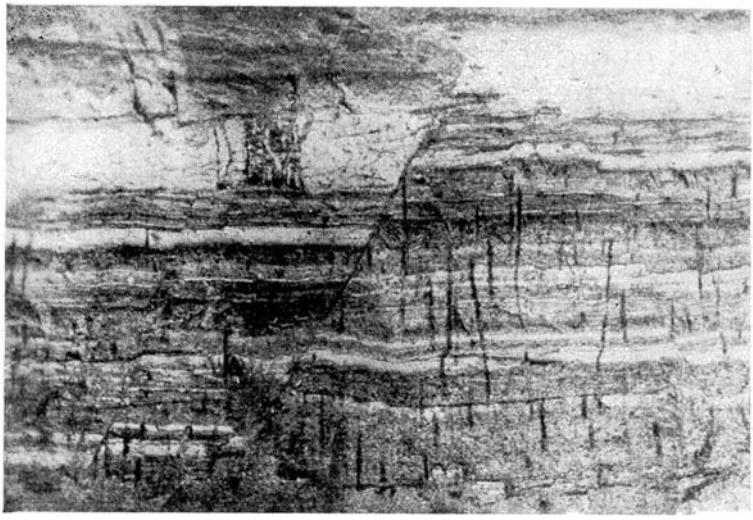


Abb. 22. Späteiszeitlicher Bänderton mit Jahresschichtung von Stettin-Zabelsdorf. Nach K. RICHTER.

Sekundäre Abweichungen können auf exogenen und endogenen Ursachen beruhen. Exogen bedingt sind Schrägstellung und Fältelung an Böschungen (Solifluktion und subaquatische Rutschungen) und diagenetische Fältelung durch nachträgliche Volumenänderung, z. B. Volumenzunahme durch Wasseraufnahme, Umbildung von Anhydrit zu Gips. Die endogenen Veränderungen — Bruch, Schiefstellung, Faltung infolge tektonischer Bewegungen — sollen hier nur soweit berücksichtigt werden, als sie zu bestimmten Folgerungen über die Altersverhältnisse führen.

Das Lagerungsgesetz erlaubt uns, das relative Alter eines Sedimentationswechsels (am Gesteinscharakter) oder einer Sedimentationsunterbrechung (an Schichtlücken) in erster Annäherung festzustellen. Der letzte, besonders wichtige Fall erfordert eine Erläuterung.

Eine Sedimentationsunterbrechung bedeutet zeitweiliges Aussetzen der Sedimentzufuhr, welches entweder klimatisch (z. B. Senkung des Wasserspiegels oder verminderte Transportkraft im Winter) oder tektonisch (Hebung über die Erosionsbasis) oder endlich durch die Sedimentation selbst (Auffüllung bis zur Erosionsbasis = Wasserspiegel) bedingt sein kann. Ein erneuter Wechsel der Bedingungen (Senkung des Bodens, Hebung des Wasserspiegels usw.) schafft dann die Möglichkeit zur Bildung einer neuen, oberen horizontalen Schicht. Eine solche Unterbrechung ist natürlich nicht weltweit verbreitet; d. h., wenn an einer Stelle sich konkordant übereinander die Schichten a, b, c bilden, wird an anderer Stelle die Schicht b „auskeilen", d. h. in eine Lücke oder Schichtfuge übergehen. Dann liegt die obere, „hangende" Schicht c un-

gleichförmig teils auf a, teils auf b; man sagt, ihre Auflagerungsfläche auf dem Untergrund (dem „Liegenden") sei diskordant.

Nun kann eine solche Diskordanz verschiedene Intensität haben und einem Zeitabschnitt verschiedener Länge entsprechen. Ist die Lücke durch Schwankungen des Meeresspiegels oder durch schwache, weitspannige Bodenbewegung bedingt, dann werden die hangenden und liegenden Schichten horizontal, d. h. zueinander parallel sein. Umfaßt die Lücke nur einen kurzen Zeitraum, so spricht man von Diastemen; ist sie länger, d. h. durch den Ausfall mehrerer durch Fossilien definierter (s. unten) Zeitabschnitte gekennzeichnet, so spricht man von Insequenz; ist schließlich der vorher abgelagerte Schichtstoß teilweise durch Erosion entfernt, so spricht man von Erosionsdiskordanz (Abb. 24 bei C).

Diesen einfachsten Fällen steht die Winkeldiskordanz gegenüber. Wenn nämlich während einer Unterbrechungszeit die abgelagerten Schichten deformiert (schräggestellt, gebrochen, gefaltet) wurden, dann legen sich die hangenden Schichten horizontal, d. h. unter einem sichtbaren Winkel darüber. Daraus ergibt sich die Möglichkeit, das relative Alter

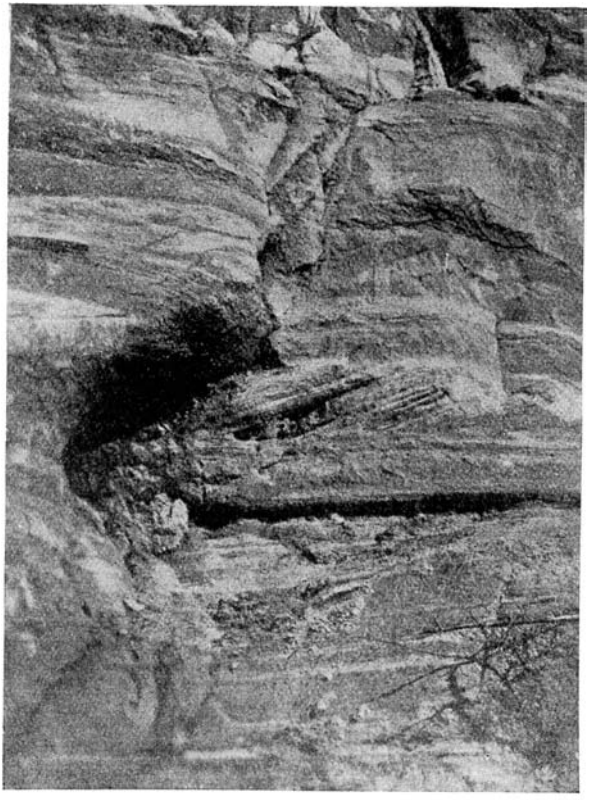


Abb. 23. Kreuzschichtung im Buntsandstein von Alpirsbach (Schwarzwald). Nach TORNQUIST.

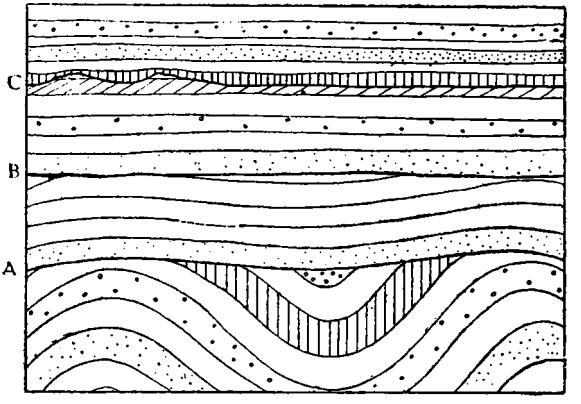


Abb. 24. Verschiedene Diskordanzentypen: A starke, B schwache Winkeldiskordanz, C Erosionsdiskordanz.

von Bodenbewegungen aus der Lagerung festzustellen (Abb. 24 bei A und B und Abb. 25).

Man muß sich vergegenwärtigen, daß nur durch Lücken und durch die sie bedingenden Hebungen eine Erforschung und Gliederung der Schichtenfolge möglich ist; bei kontinuierlicher Sedimentbildung während der ganzen Erdgeschichte wären uns ja die tiefsten Schichten nicht zugänglich. Die besten Beobachtungsmöglichkeiten liegen daher in den Bereichen häufigen Wechsels vor Zerstörung und Ablagerung.

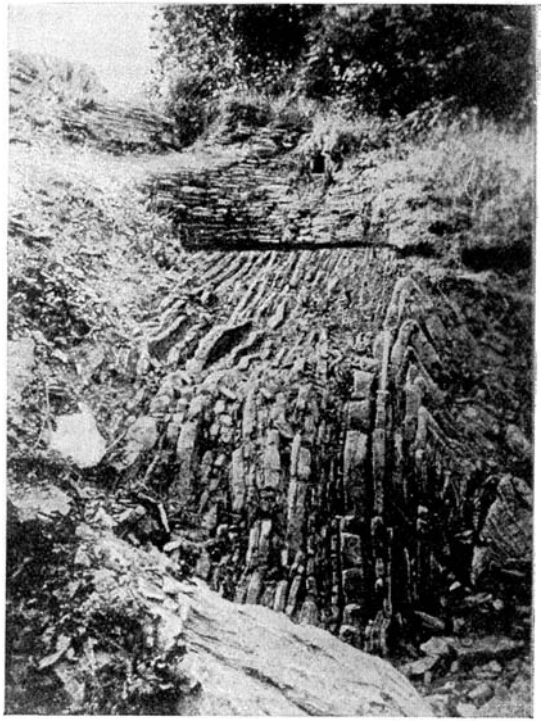


Abb. 25. Diskordante Auflagerung von flachliegendem (schwebendem) Zechstein auf stark gefaltetem und zum Teil abgetragenem Kulm am Südrand des Harzes. Nach DAHLGRÜN und SCHRIEL.

Für Massengesteine gilt natürlich das besprochene Lagerungsgesetz nicht, da sie oft als Schmelzfluß in andere Gesteine eingedrungen sind; hier ist also gelegentlich das Hangende, d. h. die Hülle, älter als das Liegende und stets der diskordant durchsetzende Gang jünger als das durchbrochene Gestein. Einen Anhaltspunkt über das Alter geben die Veränderungen an der Berührungsstelle (Kontaktmetamorphose): dichte Struktur des Massengesteins (endogene Kontaktmetamorphose) und Hitzewirkung auf das Nebengestein (exogene Kontaktmetamorphose). Sind dagegen Brocken des Massengesteins in den Sedimenten der Hülle enthalten, so ist das ein Zeichen für Zerstörung des Massengesteins vor der Sedimentbildung, also für sein höheres Alter (Abb. 26).

Die petrographische Betrachtung der Sedimente liefert nur einen ersten Anhaltspunkt für das Alter. Sie erlaubt es, in einem Aufschluß (z. B. Steinbruch) eine Schichtfolge zu kombinieren. Ein Vergleich über größere Räume und längere Zeiten ist aber auf dieser Grundlage nicht möglich, da erstens jede Schicht irgendwo auskeilt (die Erdkruste ist zwiebelschalig gebaut!) und da zweitens ähnliche Gesteine sich in den verschiedensten Zeiten gebildet haben.

Die Überbrückung dieser Schwierigkeit wurde erst durch das Studium der Fossileinschlüsse möglich, nachdem rein empirisch festgestellt wurde, daß die meisten Tier- und Pflanzenarten kurzlebig und streng an Schichten bestimmten Alters gebunden sind; sie kommen weder höher noch tiefer vor. Damit war der Begriff eines L e i t f o s s i l s

gegeben, d. h. einer Art, die nur für einen kurzen Zeitabschnitt bezeichnend ist, und deren Vorkommen räumlich entfernte Gesteinsfolgen zu vergleichen erlaubt.

Mit dieser Methodik wurde schon im ersten Teil des vorigen Jahrhunderts folgende Gliederung der Erdgeschichte in Zeitalter oder Ären auf biologischer Grundlage durchgeführt:

Azoische Ära. Ohne Lebensspuren.

Archaeozoische Ära (Urzeit). Mit spärlichen Resten niederer Tiere.

Paläozoische Ära (Altzeit). Als Leitfossilien dienen Gliedertiere (Trilobiten und andere), Cephalopoden (Nautiloideen, primitive Ammoniten), Coelenteraten (Tetrakorallen, Graptolithen), Brachiopoden. Fische erscheinen in der Mitte der Ära, Amphibien und Reptilien im letzten Drittel. Landpflanzen niederer Art (Schachtelhalme, Farne) erscheinen in der zweiten Hälfte.

Mesozoische Ära (Mittelzeit). Als Leitfossilien sind Ammoniten besonders wichtig, von anderen Cephalopoden Beleminten bezeichnend. Die Trilobiten sind ausgestorben, die Korallen durch neue Typen ersetzt (Hexakorallen). Brachipoden nehmen ab, Muscheln und Schnecken werden häufiger. Von Wirbeltieren herrschen Reptilien (Saurier) auf dem Lande, im Meere und in der Luft. Die ersten Vögel treten auf. Die Säugetiere bleiben klein und primitiv. Von Landpflanzen sind Nadelbäume, erst zum Schluß Laubbäume herrschend.

Känozoische Ära (Neuzeit). Von niederen Tieren sind Muscheln und Schnecken vorherrschend; Ammoniten sind verschwunden. An Stelle der aussterbenden Saurier entwickeln sich die Säugetiere zu ungeheurer Mannigfaltigkeit. Bei den Pflanzen treten Laubbäume beherrschend hervor.[1])

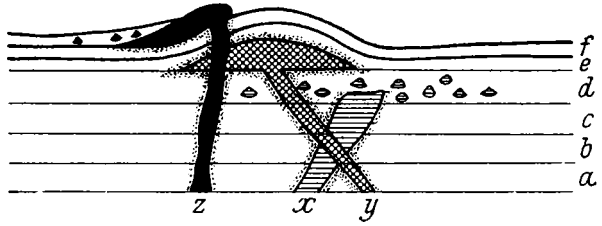


Abb. 26. Altersverhältnis von Massengesteinen und Sedimenten.
a–f Sedimente. *x*, *y*, *z* Massengesteine: *x* Gang, *y* Lakkolith mit Stiel, *z* oberflächlicher Erguß mit Förderschlot. Punktiert Kontaktmetamorphose. Blöcke von *x* liegen in der Schicht *d*. *z* ist jünger als *y*, *y* jünger als *x*.

Die Gesamtheit der zu einer Ära gehörenden Gesteine wird als Formationsgruppe bezeichnet und entsprechend in einzelne Formationen eingeteilt; der einer Formation entsprechende Zeitbegriff ist die Periode. Man gliedert in zeitlicher Reihenfolge:

---

[1]) Diese Zeitfolge ist auf den Wandlungen der Tierwelt aufgebaut. Die Pflanzen würden etwas abweichend verlaufende Grenzen ergeben, da die neuen Floren eigentlich immer vor den neuen Faunen erscheinen. Mit K. von BÜLOW kann man dann unterscheiden:
Aphytikum — Pflanzen fehlen;
Archäophytikum — Zeit der Algen, Urzeit bis Silur (einschl.);
Paläophytikum — Zeit der Gefäßkryptogamen, Devon bis Perm;
Mesophytikum — Zeit der Nacktsamer, Perm bis Jura (einschl.);
Neophytikum — Zeit der Bedecktsamer, Kreide bis Gegenwart.

Paläozoisch: Kambrium, Silur, Devon, Karbon, Perm (Dyas);
Mesozoisch: Trias, Jura, Kreide;
Känozoisch: Alttertiär, Jungtertiär, Quartär.[1])

Jeder Periode entspricht auch eine bestimmte Tiergemeinschaft, d. h. bestimmte Abteilungen der Tierwelt sind auf die Gesteine einer Formation beschränkt. Man kann dann die Formationen in Serien und diese in Stufen einteilen; die entsprechenden Zeitbegriffe sind Epoche und Alter. Es läßt sich auch hier wieder nachweisen, daß kleinere Abteilungen des zoologischen Systems – Familien, Gattungen und Untergattungen – auf die einzelnen Serien oder Stufen beschränkt sind. Die kleinsten noch erkennbaren Abschnitte der Erdgeschichte sind die Zonen bzw. Subzonen, welche durch das Vorkommen einer bestimmten, gut erkennbaren Art gekennzeichnet werden; entsprechend wird die Zone heute als die Lebensdauer einer Art definiert (Biozone). Die Dauer einer Zone wird als Moment bezeichnet. Es muß betont werden, daß der Gesteinscharakter und der Gesteinswechsel, die auf anorganischen Prozessen beruhen, mit der Zonenfolge nicht unbedingt übereinzustimmen brauchen. Ein und dieselbe Zone kann hier durch Kalke, dort durch Sandsteine vertreten sein, und eine Überlagerung, z. B. von Ton und Kalk, braucht nicht unbedingt einer Zonengrenze zu entsprechen, ebenso wie eine einheitliche Ton- oder Kalkfolge mehrere Biozonen umfassen kann.

Diese Feststellung ist zunächst rein empirisch. Aus einer möglichst genauen schichtweisen Aufsammlung der Fossilien und exakten Beschreibung derselben nach zoologischen Artmerkmalen hat man versucht, die brauchbaren Leitfossilien herauszuschälen und eine Zonenfolge für die ganze Erdgeschichte und die ganze Welt festzulegen. Abgesehen von den Schwierigkeiten, welche in der exakten Fassung des Artbegriffes und in der einwandfreien zeitlichen Gleichstellung liegen, mußte diese rein beschreibende Gliederung unbefriedigt lassen, solange ihr keine gesetzmäßige Grundlage unterlegt werden konnte. Eine solche war, nachdem die Auffassung wiederholter Schöpfungen und Zerstörungen der gesamten Lebewelt sich als unhaltbar erwies, nur in dem Prinzip der Entwicklung zu suchen. Es hat aber vieler Jahrzehnte mühevoller Kleinarbeit und gedanklicher Irrwege bedurft, um das Deszendenzprinzip folgerichtig in eine wissenschaftlich begründete Biostratigraphie einzubauen; ja, in dieser Hinsicht stehen wir heute noch am Anfang. Es muß hervorgehoben werden, daß die Veränderungsgeschwindigkeit von Merkmalen und die Lebensdauer von Tier- und Pflanzenarten wechselt und keinen zahlenmäßig faßbaren Wert darstellt. Die auf biologischer Grundlage definierte Zeiteinheit der Erdgeschichte ist also keine physikalisch-astronomische Maßeinheit.

[1]) Die Namen Tertiär und Quartär stammen von ARDUINO, welcher 1760 die Gebirge in Montes primarii, secundarii, tertiarii und quartarii gliederte und damit den Begriff der Ären vorwegnahm.

IV. SCHRIFTTUM ÜBER STRATIGRAPHIE

ANDRÉE, K., Wesen, Ursachen usw. der Schichtung. — Geol. Rundschau, Bd. 6, 1915.
BEURLEN, K., Allgemeine Paläontologie, 1935 und 1936 in Fortschritte der Paläontologie. I. Bd. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1937.
BRINKMANN, R., Über die Schichtung und ihre Bedingungen. — Fortschritte der Geologie und Paläontologie. Bd. XI, Berlin, 1932.
BUBNOFF, S. v., Grundprobleme der Geologie, eine Einführung in geologisches Denken. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1931.
BÜLOW, K. von, Grundsätzliches zur Gliederung der erdgeschichtlichen Zeitfolge. — Zeitschr. Deutsche Geol. Ges. Bd. 93, 1941.
BUCKMAN, S., Systematic and chronology. — Quart. Journ. Geol. Soc. London, Bd. 6, 1927.
DACQUÉ, E., Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. — Jena, Verl. G. Fischer, 1915 — (S. Kapitel VII und VIII).
DIENER, C., Grundzüge der Biostratigraphie. — Leipzig, Verl. F. Deuticke, 1925.
NEAVERSON, E., Stratigraphical Palaeontology. — London, Macmillan Verl., 1928.
PIA, J. v., Grundbegriffe der Stratigraphie. — Leipzig, Verl. F. Deuticke, 1930.
SCHINDEWOLF, O. H., Grundlagen und Methoden der paläontologischen Chronologie. — Berlin, Borntraeger Verl., 1944.
SCHUCHERT, CH., Correlation and chronology in geology on the basis of palaeogeography. — Bull. Geol. Soc. Amerika. New York, 27, 1916.
SEMPER, M., Schichtung und Bankung. — Geol. Rundschau, Bd. 7, 1917.
WALTHER, J., Allgemeine Paläontologie. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1927.
WEDEKIND, R., Über die Grundlagen und Methoden der Biostratigraphie. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1916.
—, Über Zonenfolge und Schichtenfolge. — Centralbl. f. Min., Stuttgart, 1918.
—, Einführung in die Grundlagen der historischen Geologie. — Stuttgart, Verl. F. Enke. I. Band 1935. II. Band 1937.
Siehe auch TWENHOFEL und WEPFER in Verzeichnis II.

V. VON DER WANDLUNG DES ERDBILDES (PALÄOGEOGRAPHIE)

Die mit Hilfe der Stratigraphie geordneten „Momentbilder" der Erdoberfläche älterer Zeiten verbinden sich zu einer Geschichte der Erde. Der Dokumentenwechsel beruht vornehmlich auf der Wechselwirkung von Erosion und Sedimentation; sie führt zu einer Erniedrigung der Festländer und zu einer Aufhöhung der Becken durch Schuttzufuhr, d. h. zu einer Hebung des Meeresspiegels infolge Verdrängung des Wassers durch Sediment. A. PENCK bezeichnet diesen Prozeß als nomisch (von *νόμος* = Gesetz). Offenbar muß die nomische Bewegung zu einem Ausgleich der Höhen führen, wobei eine Beschleunigung durch Zunahme, eine Verzögerung durch Abnahme der Wassermenge der Ozeane eintreten kann. Die erste ist durch Wasserzufuhr aus dem Erdinneren (juveniles Wasser), die zweite durch Bindung des Wassers an die Eiskalotten der Festländer möglich. Der letzte, nur vorübergehende Prozeß hat z. B. in den Eiszeiten zu einer Senkung des ozeanischen Spiegels um 100 m geführt. Das ändert aber nichts an der Tatsache, daß bei alleinigem Walten des nomischen Prozesses die Erdoberfläche ausgeebnet werden müßte, und zwar würde nach A. PENCK der Ausgleich bei einem Wasserstand 250 m über dem heutigen NN in etwa 13 Millionen Jahren erreicht sein.[1]) Da die Erdgeschichte jedenfalls eine 100–200mal längere Dauer hat und da heute das Erdrelief wahrscheinlich sogar schärfer ist als früher, so müssen andere Vorgänge den nomischen Ausgleich immer wieder vereiteln. Man kann auch sagen, daß die ganze Erdgeschichte nur auf der Störung dieses Ausgleiches beruht, da ja mit seinem Eintritt jede Bewegungsursache und damit die Geschichte selbst aufhören würde – die Erde wäre dann ein toter Himmelskörper.

Das Leben der Erde, d. h. die Erdgeschichte, beruht also auf Störungen des Gleichgewichtes oder auf Bewegungen der Kruste, zum Teil entgegengesetzt der Schwere, die man mit PENCK als strophische Vorgänge bezeichnen kann. Hierbei interessiert uns die Gruppe von Bewegungen, welche Schwankungen des Meeresspiegels und damit Verschiebungen von Land und Meer bewirkt. Mit STILLE sollen diese weitspannigen, säkular wirksamen, umkehrbaren und die Struktur der Gesteine nicht verändernden Bewegungen als epirogen bezeichnet werden (von *ἐπείρα* = Kontinent). Das Resultat dieser Bewegungen sind Verschiebungen des ozeanischen Spiegels, wobei man die Zeit des Ansteigens desselben, welches zu Überflutungen oder Transgressionen führt, als positiv oder thalassokratisch, die Zeit des Sinkens mit Rückzug oder Regression des Meeres als negativ oder geokratisch bezeichnet.

[1]) Nach G. WAGNER (Einführung 1931, S. 158) ist diese Berechnung zu knapp.

Drei Bewegungsursachen kommen in Frage:

1. Nach der eustatischen Theorie von ED. SUESS finden nur Senkungen (Einbrüche) der Erdrinde, keine aktiven Hebungen statt. Das Resultat ist eine Überflutung der sinkenden Räume, aber eine Senkung des Wasserspiegels als Ganzes. Für die Hebung des Wasserspiegels kommen nach SUESS nur die nomischen Prozesse, d. h. Verdrängung des Wassers durch Sedimentation, in Frage.

2. Isostasie. Nach der zuerst von PRATT und AIRY entwickelten Auffassung führt die Erosion zur Entlastung der Kontinente, die Sedimentation zur Belastung der großen Sammelbecken. Unter Voraussetzung einer gewissen Beweglichkeit der Erdrinde entstehen dadurch Hebungen und Senkungen größerer Räume. Da diese Prozesse auch einem Gleichgewicht zustreben, werden sie den nomischen Ausgleich lediglich verzögern, und zwar nach A. PENCK auf das 5 bis 10fache seiner normalen Dauer.

3. Hebungen und Senkungen infolge Auslösung der Spannungen in der Erdrinde, d. h. rein endogene Vorgänge. Diese Epirogenese im engeren Sinne dürfte die Hauptursache der strophischen Prozesse sein.

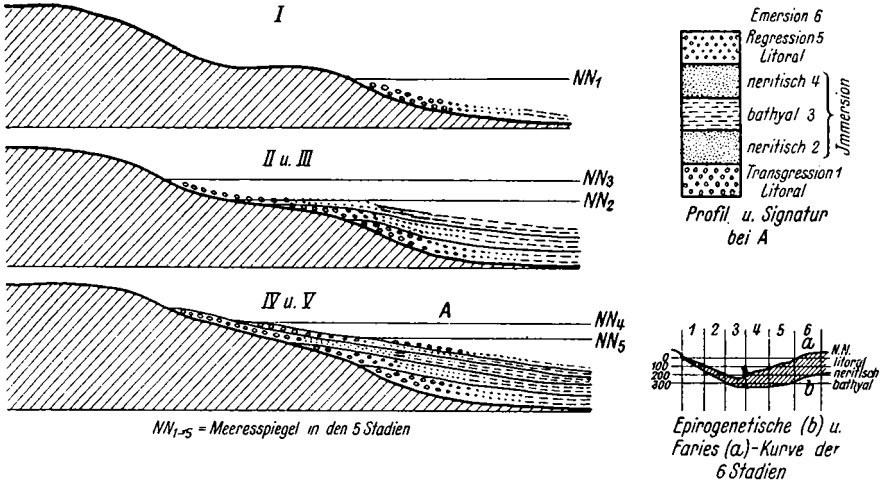


Abb. 27. Sedimentationszonen *(I)* und ihre Verschiebung bei steigendem *(II, III)* und fallendem *(IV, V)* Wasserspiegel. Rechts oben Profil mit Signaturerklärung. Rechts unten Oszillogramme des betreffenden Zeitabschnittes: *a* Fazieskurve, *b* epirogenetische Kurve. Vergleiche Text Seite 51—52.

Die sedimentäre Abbildung der Schwankungen des Meeresspiegels kann man sich an der vorstehenden Zeichnung vergegenwärtigen (Abb. 27). Die Faziesgürtel sind annähernd parallel der Küste angeordnet (litoral-neritisch-bathyal in Stadium I). Bei einer Hebung des Meeresspiegels (Stadium II und III) rücken die drei Gürtel landeinwärts vor (Transgression), wobei die neuen litoralen Sedimente auf älteren Untergrund zu liegen kommen, die tieferen Sedimente dieser Phasen aber auf flacheren der älteren Phase abgesetzt werden. Die Phase stärkster Überflutung wird als Inundation oder Immersion bezeichnet (Stadium III). Sinkt dann der Wasserspiegel wieder, so wandern die Faziesgürtel seewärts – es beginnt die Regression (Stadium IV) und auf

tiefere Sedimente kommen in umgekehrter Folge flachere Absätze zu liegen. Die Zeit stärkster Heraushebung des Landes (Stadium V) wird als Emersion bezeichnet. Das Resultat eines solchen Sedimentations-Zyklus ist eine Schichtenfolge mit regelmäßigem Wechsel der Fazies entsprechend dem Profil rechts oben. In graphischer Form kann der Sedimentationswechsel als sogenanntes Oszillogramm wiedergegeben werden (Abb. 27 rechts unten). Hierbei kann entweder für die einzelnen Phasen die Meerestiefe angegeben werden (Fazieskurve a), oder es werden unter Berücksichtigung der Dicke der gebildeten Sedimente die vertikalen Schwankungen eines Punktes am ursprünglichen Meeresboden verzeichnet (epirogenetische Kurve b).

Die Erdgeschichte weist seit dem Kambrium mehrere (5 bis 6) große, weltweit verbreitete Überflutungen und Regressionen auf. Aber auch innerhalb dieser großen Sedimentationszyklen besteht noch ein weitverbreiteter Rhythmus der Strandverschiebungen, dessen Verlauf eben einen Teil der Erdgeschichte bildet.

Neben den weitspannigen säkularen Bewegungen finden auch die intensiven, aber engspannigen, episodischen Krustenbewegungen eine Abbildung in den Sedimenten. Diese Prozesse werden meist als Orogenese (Gebirgsbildung) bezeichnet, wozu aber bemerkt werden muß, daß dieser Ausdruck zwei Vorgänge umfaßt: 1. die rein episodische Deformation der Gesteinsstruktur und Lagerung, welche auch dem Alter nach aus der Winkeldiskordanz erschlossen werden kann (Tektogenese), und 2. die oft erst nachträgliche vertikale Bewegung größerer Spannweite, welche aus Faziesunterschieden (Schwellen, Becken) oder aus örtlichen Sedimentationslücken hervorgeht (Diktyogenese). Auf die Bedeutung und genaue Definition dieser Begriffe kann erst nach Schilderung des gesamten historischen Materials eingegangen werden. Hier sei lediglich gesagt, daß die erwähnten Großzyklen der Epirogenese durch kürzere Zeiten verstärkter Bewegungen oder durch „Orogenesen" getrennt werden.

Die Orogenesen (genauer die Tektogenesen) selbst zerfallen nach STILLE in episodische Teilbewegungen oder Phasen, die in Winkeldiskordanzen abgebildet sind. Die Phasen sind weltweit verbreitet (orogenetische Gleichzeitigkeitsregel), aber nicht überall wirksam und wechseln örtlich stark an Intensität.

Die Darstellung der Paläogeographie, auf der auch alle Einzeluntersuchungen über Klima, Tier- und Pflanzenverteilung aufbauen, muß durch Karten, d. h. Momentbilder der früheren Oberflächengestaltung ergänzt werden. Es ist aber zu betonen, daß diese paläogeographischen Karten immer nur schematischen Charakter tragen, da folgende Fehlerquellen niemals ganz zu vermeiden sind:

1. Die Karten fassen stets einen längeren Zeitraum zusammen, da ein lückenloses Material für die kleinste Zeiteinheit (Zone) über größere Flächen kaum je vorliegt.

2. Die litoralen Sedimente früherer Zeiten sind selten erhalten, da die spätere Zerstörung an der Grenze von Erosions- und Sedimentationsraum am größten war.

3. Durch Faltung und Deckenbildung sind frühere Sedimentationsräume oft erheblich verengt worden, so daß ihre Projektion auf die heutige Oberfläche, z. B. in den Alpen, ein stark verzerrtes Bild liefert.

4. Verschiebungen der Kontinente gegeneinander und gegen das Koordinatennetz Pol—Äquator liegen durchaus im Bereich der Möglichkeit, so daß paläogeographische Karten größerer Teile der Erdoberfläche beträchtliche Fehler aufweisen können.

Diese Fehlerquellen sind stets bei Betrachtung der paläogeographischen Karten im Auge zu behalten; die Karten sind nur eine Kombination auf der Grundlage unseres heutigen Wissens und daher nur bedingt gültig, wenn auch als Darstellungsmittel unentbehrlich.

Es bedarf der Betonung, daß zu den Dokumenten der Vorzeit in der jüngeren Vergangenheit noch die Oberflächengestaltung (Morphogenese) hinzukommt und in gehobenen, d. h. der Zerstörung ausgesetzten Bereichen der Erdrinde oft sogar das einzige Zeugnis jüngster Geschichte darstellt. Der Charakter der Kleinformen des Reliefs läßt den wirksamsten exogenen Faktor (Wind, Wasser, Eis) erkennen und damit klimatische Schlüsse ziehen (siehe besonders Abschnitt Quartär). Die Formengemeinschaft dagegen beruht auf einer Wechselwirkung innen- und außenbürtiger Kräfte und ist für die jüngste Geschichte eines Rindenstückes sehr aufschlußreich. Man geht bei der Analyse von der Grenzfläche der Lithosphäre gegen die Hydro- bzw. Atmosphäre aus, unter Berücksichtigung der Tatsache, daß diese Grenzfläche durch endogene Bewegungen verbogen, durch exogene Einwirkung verlagert wird (bei Erosion nach unten, bei Sedimentation nach oben). Es ergeben sich daraus drei mögliche Fälle der Wechselbeziehung (v. BUBNOFF, 1936).

1. Konkordante Morphogenie mit unmittelbarer Abbildung der Struktur, d. h. eine endogene Verbiegung der Grenzfläche, die von exogenen Faktoren nur wenig umgeformt wurde. Häufig in jungen Kettengebirgen (z. B. Schweizer Jura).

2. Akkordante Morphogenie mit mittelbarer Strukturabbildung, d. h. exogene Verlagerung der Grenzfläche nach der endogenen Verbiegung (Strukturbildung), aber konform zu derselben (Schichtstufen- und Schichtkammlandschaften).

3. Diskordante Morphogenie ohne Abbildung der Struktur, d. h. Verlagerung der Grenzfläche ohne Beziehung zur Struktur (Verebnungsflächen, Faltenrümpfe usw.).

Es ist klar, daß diese Typen auch zeitliche Stadien in der Wechselwirkung endogener und exogener Kräfte darstellen. Für konkordante Morphogenie sind antezedente, für diskordante Morphogenie epigenetische Täler bezeichnend. Eine eingehend durchdachte Analyse dieser Dokumentengruppe hat W. PENCK gegeben.

V. SCHRIFTTUM ÜBER PALÄOGEOGRAPHIE

ARLDT, TH., Handbuch der Paläogeographie. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1919—1922.
—, Die Entwicklung der Kontinente und ihrer Lebewelt. I. Bd., 2. Aufl. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1936.
BORN, A., Isostasie und Schweremessung. — Berlin, Verl. J. Springer, 1923.
—, Werden und Zerfall der Kontinentalschollen. — Fortschr. d. Geol. u. Paläont. X, 30, 1933.
BUBNOFF, S. v., Erdgeschichte und Bewegungsbild der Erde. — Zeitschr. ges. Nat. 1936, H. 5.
DACQUÉ, E., und A. WEGENER, Paläogeographie. — Leipzig, Verl. Deuticke, 1926.
KOSSMAT, F., Paläogeographie und Tektonik. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1936.
PENCK, A., Theorie der Bewegungen der Strandlinie. — Sitz.-Ber. preuß. Ak. d. Wiss. Physik.-math. Kl. XIX, 1934.
PENCK, W., Morphologische Analyse. — Geograph. Abhandl. 2, 2, 1924.
STILLE, H., Grundfragen der vergleichenden Tektonik. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1924.
SUESS, F. E., Zur Deutung der Vertikalbewegungen der Festländer und Meere. — Geol. Rundschau, II, 1920.
TERMIER, H. und G., Histoire géologique de la Biosphère. — Paris, Masson et Co., 1952.
UMBGROVE, J. H. F., The pulse of the earth. — Haag, 1947.
WEGENER, A., Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. — Braunschweig, Verl. Vieweg, 5. Aufl., 1936.
Außerdem: v. BUBNOFF (Verz. IV), DACQUÉ (Verz. III), KERNER v. MARILAUN (Verz. III), KOSSMAT (Verz. III).

VI. VON DER ABSOLUTEN ZEITRECHNUNG

Von den zahlreichen Versuchen, an Stelle der relativen biostratigraphischen Altersbestimmung absolute Zeitwerte einzusetzen, haben bisher nur wenige greifbare Resultate geliefert. Es ist auch zu berücksichtigen, daß die Zeitzählung der Gegenwart, welche auf der Bewegung der Erde um sich selbst und um die Sonne beruht, nicht bedingungslos auf die Jahrmillionen der Erdgeschichte zurück übertragen werden kann. Hier sollen nur die wichtigsten Methoden absoluter Zeitrechnung erwähnt werden.

I. Astronomische Rhythmen. Neben kurzperiodischen Bewegungen (Tag, Jahr, Sonnenfleckenperiode von 11,4 Jahren) sind langperiodische Schwankungen wichtig: Präzession der Tag- und Nachtgleichen (Periode = 25 800 Jahre), Änderung der Ekliptik-Schiefe (Periode etwa 40 000 Jahre), Änderung der Exzentrizität der Erdbahn (Periode etwa 91 800 Jahre). Diese Perioden beeinflussen die Sonnenstrahlung und mithin das Klima und können sich daher in der Sedimentation abbilden. Festzuhalten ist dabei, daß nur der Rhythmus, nicht die absolute Sedimentmenge (Dicke) entscheidet; letztere hängt von örtlichen Verhältnissen ab und liefert kein brauchbares Zeitmaß. Folgende Möglichkeiten seien genannt.

1. Kurzperiodische Schwankungen. Die späteiszeitlichen Bändertone Nordeuropas bestehen aus gröberen (sandigen), hellen Sommerlagen und feinen (tonigen), dunklen Winterlagen (siehe beim Quartär und Abb. 22). Durch Auszählung dieser „Warwen" haben DE GEER und andere die Länge der Spät- und Nacheiszeit auf etwa 19 000 Jahre geschätzt.

Die tertiäre (oberoligozäne) Molasse des Alpenvorlandes enthält in der Westschweiz periodische Einstreuungen von Blattresten des herbstlichen Blätterfalles. Auf 1 m kommen etwa 610 solche Lagen, so daß BERSIER die Absatzdauer (kattisch-aquitanische Stufe) auf 2 bis 3 Millionen Jahre veranschlagt.

Die heutigen Sedimente des Schwarzen Meeres zeigen eine Jahresschichtung durch sandige Einstreuung bei der Schneeschmelze und Faulschlammbildung im Herbst (Planktonsterben). Aus analoger Schichtung im Tertiär des Kubangebietes (5600 Lagen auf 1 m) berechnet ARCHANGELSKI die Zeitdauer mittleres Oligozän bis mittleres Miozän auf 7,25 Millionen Jahre. Aus ähnlichen Beobachtungen beziffert BRADLEY die Dauer der Green-River-Formation Nordamerikas ($^1/_3$ des Eozäns) auf 5 bis 8 Millionen Jahre.

In den älteren Epochen nimmt die Unsicherheit zu; Lücken sind wahrscheinlich, und zum Teil dürften längere Rhythmen vorliegen. So denkt POMPECKJ bei dem rhythmischen Wechsel von Kalk und Mergel im Weißen Jura β Schwabens an eine Klimaperiode von 35 Jahren und kommt trotzdem nur zu der auffallend kurzen Zeit von 3000 Jahren. KORN errechnet aus der Schichtung des Unterkarbons in Thüringen 700 000 bis 800 000 Jahre für $^2/_3$ bis $^1/_2$ dieser Periode; nicht meßbare Lücken sollen auch hier den Wert stark herabdrücken, da sich aus Messungen des radioaktiven Zerfalles für das Unterkarbon 20 bis 30 Millionen Jahre ergeben. Ähnliches gilt für die von MARR errechnete Zeitdauer des Obersilurs aus der Schichtung der Bannisdale-Schiefer Englands (700 000 Jahre).

2. Langperiodische Schwankungen. Die Perioden der Ekliptikschiefe und der Erdbahnexzentrizität überlagern sich und ergeben Phasen der Summation und Subtraktion für die Sonneneinstrahlung. Diese Phasen hat MILANKOWITSCH für die letzten 650000 Jahre rechnerisch ermittelt. Nachdem KOEPPEN und WEGENER schon auf die Übereinstimmung mit den quartären Eiszeiten hingewiesen haben, hat SOERGEL gezeigt, daß die errechneten 11 Strahlungsperioden sich bis in Einzelheiten an dem Aufschotterungsrhythmus der eiszeitlichen Flüsse Mitteldeutschlands nachweisen lassen. Dadurch sind für das Quartär absolute Zeitangaben möglich geworden, und die Rechnung läßt sich bis zum Ende des Tertiärs, d. h. bis etwa 1 Million Jahre vor heute zurückführen. Ältere Versuche von MEYER-EYMAR und BLYTT, diese Periodizität zur Deutung früherer Trans- und Regressionen und orogenetischer Zeiten zu verwerten, sind unsicher und ergeben unwahrscheinliche Zahlen.

Man erkennt also, daß die astronomische Periodizität für die jüngsten Zeiten der Erdgeschichte brauchbare absolute Zahlen liefert, daß aber die Angaben um so unsicherer werden, je tiefer man in der Schichtfolge hinabsteigt. Auf manche Bedenken gegen die klimatische Auswertung wies 1940 A. WAGNER hin.

II. Chemische und physikalische Methoden vermeiden diese Schwierigkeit, da die zugrunde liegenden Reaktionen nicht von der astronomischen Periodizität abhängen. Immerhin haben sie kaum brauchbare Werte geliefert.

Erwähnt sei der Versuch, das Alter der Ozeane auf Grund des Salzgehaltes (insbesondere des Natriums) festzustellen. Voraussetzung ist, daß der gesamte Natriumgehalt von den Festländern stammt und daß die Zufuhr konstant war. Das Alter der Ozeane berechnete danach CLARKE auf 100 Millionen Jahre; die Voraussetzungen der Rechnung sind aber wenig überzeugend (vgl. dazu das S. 66 über die Vorverwitterung Gesagte, wonach der NaCl-Gehalt der Ozeane primär sein könnte!).

Schon 1863 hat Lord KELVIN die Abkühlung der Erde zur Grundlage einer Rechnung gemacht, welche seit der Erstarrung der Erde einen Zeitraum von 30 bis 60 Millionen Jahren ergab. Die Fehlerquelle liegt in der Nichtberücksichtigung des damals unbekannten radioaktiven Zerfalles, der eine zusätzliche Wärmequelle darstellt und damit die Abkühlungsgeschwindigkeit herabsetzt.

III. Der radioaktive Zerfall liefert diejenige Methode absoluter Zeitmessung, welche heute am aussichtsreichsten erscheint. Die von BOLTWOOD (1905 bis 1907) zuerst angewandte, von RUTHERFORD, STRUTT, HOLMES und NIER ausgebaute Methode beruht auf der Bestimmung des Uran-Blei- bzw. Helium-Gehaltes von Mineralien, deren relatives Alter bekannt ist.

Die Methode geht von der Tatsache aus, daß aus einigen Elementen durch radioaktiven Zerfall, d. h. durch Abspaltung von Heliumatomen, die sogenannten Bleiisotopen entstehen, nach folgenden Formeln:

Uranium	$U^{238} \rightarrow 8\,He + Pb^{206}$ (RaG oder Uranblei)
Actino-Uranium	$U^{235} \rightarrow 7\,He + Pb^{207}$ (AcD)
Thorium	$Th^{232} \rightarrow 6\,He + Pb^{208}$ (ThD)

Das gewöhnliche Blei ist ein Gemisch dieser drei Isotope mit einem vierten Pb^{204}, welches anscheinend primär ist, d. h. nicht durch Zerfall gebildet. Die Geschwindigkeit des Zerfalles ist absolut konstant; aus einem g Uranium z. B. entsteht in einem Jahr $1{,}27 \cdot 10^{-10}$ g Uranblei.

Wenn also in einem Mineral neben den Ausgangsstoffen gewisse Mengen von Blei-Isotopen vorhanden sind, so kann aus dem Mengenverhältnis die Zeit berechnet werden, welche zu ihrer Bildung notwendig war, womit das Alter des Minerals gegeben ist unter der Voraussetzung, daß es primär keine Blei-Isotopen, sondern nur Pb^{204} enthalten hat.

Die bisher meist benützte Formel, welche auch den Thoriumgehalt berücksichtigt, lautet:

$$\text{Ta (angenähertes Alter)} = \frac{\text{Pb}}{\text{U} + \text{K} \cdot \text{Th}} \cdot \text{C} \cdot 10^6 \text{ Jahre.}$$

K und C sind Konstanten, deren Werte nach HOLMES (1931) mit K = 0,36 und C = 7600 einzusetzen sind. Zur genaueren Berechnung muß noch eine Korrektur auf Actino-Uranium angebracht werden. Eine Berechnung aus dem Heliumgehalt, die auch gelegentlich durchgeführt wurde, hat wohl geringere Sicherheit, da mit einem Verlust des gasförmigen Heliums zu rechnen ist.

In den letzten Jahren ist, besonders durch die Arbeiten von NIER, eine gesonderte Berechnung der einzelnen Isotope aufgenommen worden, auf Grund folgender Formeln:

$$\begin{aligned} \text{tm (Alter)} &= 15{,}15 \cdot 10^9 \log_{10} (1 + \quad 1{,}158\ \text{Pb}^{206}/\text{U}) \text{ Jahre} \\ \text{tm} &= 2{,}37 \cdot 10^9 \log_{10} (1 + 159{,}6\ \ \text{Pb}^{207}/\text{U}) \text{ Jahre} \\ \text{tm} &= 46{,}20 \cdot 10^9 \log_{10} (1 + \quad 1{,}116\ \text{Pb}^{208}/\text{U}) \text{ Jahre} \end{aligned}$$

Als vierter Wert für tm läßt sich noch das Verhältnis AcD/RaG berechnen. Die Zahl dieser Bestimmungen, welche sehr mühsam und langwierig sind, ist bisher nicht sehr groß und vielfach noch mit Unsicherheiten behaftet, die besonders in nachträglichen Veränderungen der Mineralien wurzeln. Immerhin lassen sich, wenigstens größenordnungsmäßig, heute folgende Leitzahlen angeben (nach HOLMES 1947):

	Millionen Jahre
Oligozäner Brannerit, Idaho	35,0
Laramische (unterstttertiäre) Pechblende, Colorado	58,0
Oberjurassischer Ishikawait, Japan	123—140,0
Permische (?) Pechblende, Joachimstal	214—230,0
Oberkarbonische Pechblende, Schmiedeberg	269,0[1])
Spätdevonischer oder karbonischer Samarskit, Connecticut	260,1[1])
Spätordovizischer Zirkon (Cyrtolith), Bedford	355,0
Oberkambrischer Kolm (Urankohle), Schweden	440,0[1])
Vorkambrischer Uraninit (Pechblende), Norwegen	860,0
Desgleichen, Bärensee, Kanada	1330,0
Desgleichen, Karelien	1765,0
Desgleichen, Manitoba	1985,0

Größenordnungsmäßig kann man danach sagen, daß seit Beginn des Kambriums etwa 500 bis 530 Millionen Jahre vergangen sind, wobei die drei Äären sich verhalten wie 1:2:5, d. h.:

Neozoikum 60 bis 70 Millionen Jahre,
Mesozoikum 110 bis 130 Millionen Jahre,
Paläozoikum 300 bis 330 Millionen Jahre.

Die präkambrische Zeit hat ein Mehrfaches dieser Länge gehabt. Die höchsten Werte von rund 2 Milliarden Jahren ergaben die Uraninite von Manitoba. Die Erde ist jedenfalls noch älter. In einer sinnreichen Berechnung veranschlagt HOLMES ihr Alter auf 3350 Millionen Jahre (1947). Das dürfte eine Minimalzahl sein; das Maximum wird bei 5000 Millionen Jahren liegen.

[1]) Die Zahlen für Joachimstal zeigen im einzelnen noch einige unerklärliche Differenzen. Schmiedeberg und die Samarskite von Connecticut stimmen auch nicht ganz überein. Die Werte für den schwedischen Kolm variieren ebenfalls noch sehr stark. Die Aufklärung dieser Widersprüche muß der Zukunft überlassen bleiben. Nach KNOPF (1949) sind nur die Werte für den oberkambrischen Kolm, die unterrotliegende Pechblende von Joachimstal, den gleichalten Thorit von Oslo und für die laramische Pechblende von Colorado einigermaßen sicher.

VI. SCHRIFTTUM ZUR ABSOLUTEN ZEITRECHNUNG

BUBNOFF, S. v., Das Alter der Erde und der Gang der Erdgeschichte. — Naturwiss. 23, 1935.
—, Rhythmen, Zyklen und Zeitrechnung in der Geologie. — Geol. Rundschau, 35, 1947.
—, Die Geschwindigkeit der Sedimentbildung und ihr endogener Antrieb. — Miscel. Acad. Berolin. 1950.
GEER, G. de, Geochronologie der letzten 12000 Jahre. — Geol. Rundschau, 3, 1912.
—, Sonnenstrahlung seit 18000 Jahren. — Daselbst 18, 1927.
HOLMES, A., The age of the earth. — London, Nelson Verl., 1937.
—, The Construction of a Geological Time-Scale. — Transact. of the geol. Soc. of Glasgow, 21, 1947.
—, The age of the earth. — Endeavour, 6, 1947.
KERNER von MARILAUN, F., Alter der Erde. — Geol. Jahresber. I A., 1938.
KIRSCH, G., Geologie und Radioaktivität. — Berlin, Springer-Verl., 1928.
KNOPF, A., Time in earth history. — Genetics, Paleontology and Evolution. Princeton Univ. Press, 1949.
KOEPPEN, W., und WEGENER, A., Die Klimate der geologischen Vorzeit. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1924.
KORN, H., Schichtung und absolute Zeit. — Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil. Bd. 74 A, 1938.
LANE, A., Rating the geologic clock. — XVI. intern. geol. Kongr. Washington, 1936.
MEINARDUS, W., Zum Kanon der Erdbestrahlung. — Geol. Rund., 34, 1943.
MILANKOWITSCH, M., Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1930.
—, Astronomische Mittel zur Erforschung der erdgeschichtlichen Klimate. — Handb. der Geophysik, IX, 3, 1938.
—, Physics of the earth; IV. The age of the earth. Washington, 1931.
RÜGER, L., Die absolute Chronologie der geologischen Geschichte als zeitlicher Rahmen der Phylogenie. — in: HEBERER, die Entwicklung der Organismen, Jena, Verl. G. Fischer, 1943.
SCHWARZBACH, M., Eiszeiten — absolute Zeitrechnung — biologische Entwicklung. — Geol. Rund. 35/2, 1948.
—, Das Klima der Vorzeit. — Stuttgart, Verl. Enke, 1950.
SOERGEL, W., Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters. — Fortschr. d. Geol. u. Pal. 13, 1935.
—, Die Vereisungskurve. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger, 1937.
WAGNER, A., Klimaänderungen und Klimaschwankungen. — Die Wissenschaft, Bd. 92. Braunschweig, Vieweg Verl., 1940.
WUNDT, W., Die Mitwirkung der Erdbahnelemente bei der Entstehung der Eiszeiten. — Geol. Rundsch. 34, 1943.
ZEUNER, F., Dating the past. 2. Aufl. London, 1950.

B. DIE URZEIT (PRÄKAMBRIUM)

VII. DIE ERSTEN STADIEN DER ERDGESCHICHTE

Die dokumentarisch überlieferte Geschichte der Erde kann erst mit der Bildung einer festen Erstarrungskruste beginnen, d. h. mit jenem Zeitpunkt, zu dem die Dokumente im Gefüge festgelegt sind und das Wechselspiel endogener und exogener Kräfte einsetzt. Das vorhergehende Sternzeitalter der Erde (astrale Ära) ist nur hypothetischen Betrachtungen zugänglich, die von physikalischen und astronomischen Analogieschlüssen ausgehen.

Man nimmt an, daß das Sonnensystem von dem Stadium eines planetarischen Nebels ausgegangen ist und dann, infolge von dauerndem Wärmeverlust, zum Stadium einer selbstleuchtenden Sonne (Zentralkörper) und der von ihr abgetrennten erloschenen Weltkörper (Planeten und Monde) überging. Der Weg dieser Umgestaltung ist weniger sicher; es bestehen heute zwei Grundtheorien: die schon fast 200 Jahre alte Nebular-Theorie von KANT (1755) und LAPLACE (1794), die „Zwei-Körper-Theorie", d. h. die Planetesimal-Theorie von TH. CH. CHAMBERLIN und MOULTON (1905), bzw. die auf ähnlichen Voraussetzungen beruhende Gezeiten-Theorie von JEANS und JEFFREYS (1915). Neue zum Teil noch umstrittene Auffassungen haben die sowjetischen Forscher O. J. SCHMIDT und W. FESSENKOW entwickelt.

KANT und LAPLACE gingen zwar von verschiedenen Voraussetzungen aus, kamen aber zu ähnlichen Ergebnissen. KANT stellte sich den Urzustand als kosmische Staubwolke vor, aus der die Planeten sich durch Verdichtung entwickelt hätten; als Analogie sei an den Saturnring gedacht. LAPLACE nimmt als Urzustand einen rotierenden Gasball an, aus dem durch Zentrifugalkraft die einzelnen Planeten herausgeschleudert wurden.

Die Schwierigkeiten für die Nebulartheorie liegen vor allem in der Massenverteilung der Planeten (keine gesetzmäßige Anordnung nach der Größe), in den Abweichungen der Planetenbahnen von der Äquatorebene der Sonne und in den Umlaufsmomenten der Planeten und ihrer Monde, verglichen mit dem Rotationsmoment der Sonne (vgl. F. BECKER, Geol. Rundschau 31, H. 3/4, 1940). Auch ist es schwer zu zeigen, warum sich eine um die Sonne kreisende diffuse Masse in einzelne große Planeten teilen soll.

Eine neue Fassung, welche diese Schwierigkeiten zum Teil behebt, hat dieser Theorie neuerdings v. WEIZSÄCKER gegeben (1944). Er geht von der Tatsache aus, daß in den Planeten, im Gegensatz zur Sonne und zum Kosmos, die schwereren Elemente stark angereichert sind. Die Elemente schwerer als Sauerstoff bilden z. B. etwa die Hälfte des Gewichtes der Erde, aber weniger als ein Hundertstel des Gewichtes der Sonne, welche etwa zur Hälfte ihres Gewichtes aus Wasserstoff besteht. Es ist anzunehmen, daß die Zusammensetzung der Planeten die Ausnahme bildet, d. h. daß auch die ursprüngliche Gasmasse, aus der die Planeten entstanden sind, homogen war und vorwiegend aus leichten Gasen bestand. Die Temperatur dieser Masse war nach v. WEIZSÄCKER mit der heute auf den Planeten herrschenden Temperatur vergleichbar; daher waren die Elemente, welche heute auf der Erde gasförmig sind (Sauerstoff, Wasserstoff, Stickstoff, Edelgase), auch dort gasförmig, während sich die schweren

Elemente zu kleinen Brocken oder Tröpfchen kondensierten. Da sie in der Gashülle umhergewirbelt wurden (s. unten), stießen sie zusammen, vereinigten sich zu größeren Körpern und bildeten den Kern der Planeten. Nur geringe Mengen der leichten Stoffe wurden durch chemische Bindung an die Kondensationen geknüpft; die Edelgase blieben fast ganz außerhalb der Planetenkörper, während ja einige von ihnen im Kosmos zu den häufigsten Elementen gehören (Helium, Neon).

Die spezifisch leichte Gasmasse zwischen den planetarischen Kondensationen mußte sich nach v. WEIZSÄCKER allmählich zerstreuen, und zwar aus folgendem Grunde. Nach dem dritten Keplerschen Gesetz bewegen sich die äußeren Teile der Gashülle mit geringerer Geschwindigkeit als die inneren. Die hierdurch verursachte innere Reibung bewirkt nun, daß die äußeren Teilchen in ihrer Bewegung beschleunigt, die inneren verlangsamt werden. Schwerkraft und Trägheit (als Ursache linearer Fortbewegung) befinden sich also nicht mehr im Gleichgewicht; die Folge muß sein, daß die äußeren leichten Teilchen infolge Überwiegens der tangentialen, zentrifugalen Bewegungskomponente in den Weltraum entweichen, die inneren infolge Überwiegens der gravitativen, zentripetalen Komponente in die Sonne zurückfallen. So erklärt sich die Auflösung der Hülle, von der nur die spezifisch schweren Zusammenballungen der Planeten zurückbleiben.

Im besonderen ist die Entstehung der Kondensationen nach v. WEIZSÄCKER eng mit dem Problem der Umlaufsrichtung der Planeten und Monde verknüpft, welche nach der älteren Theorie schwer verständlich war. Das Zusammenspiel der Kreisbahnbewegung der Teilchen mit der inneren Reibung bewirkt eine turbulente Bewegung, d. h. die Hülle zerfällt in einzelne Wirbel, die in konzentrische Schalen von gleicher Gesamtgeschwindigkeit angeordnet sind. Die Richtung der Wirbelbewegung ist offenbar der Gesamtbewegung entgegengesetzt. Da die Gasteilchen innerhalb eines Wirbels Ellipsen beschreiben, welche die gleiche Umlaufszeit um die Sonne haben (drittes Keplersches Gesetz), so vollzieht sich die Bewegung innerhalb des Wirbels ruhig, ohne nennenswerte innere Reibung. Diese ist auf die Ränder der Wirbel konzentriert, wo entgegengesetzte Bewegungen aufeinander stoßen und daher die Möglichkeit des Zusammenprallens der Teilchen am größten ist. Diese Ränder sind damit auch die Bildungsorte der planetarischen Kondensationen. Da aber innerhalb der Wirbel die Bewegung der des Gesamtsystems entgegengesetzt ist, werden die Kondensationen im Randgebiet, wie ein Kugellager zwischen zwei entgegengesetzt laufenden Rädern, wieder in umgekehrter Richtung rotiert, so daß nun die Bewegung der Planeten und Monde wieder mit der Gesamtbewegung des Systems um die Sonne gleichsinnig sein muß, wie das auch tatsächlich der Fall ist.

Die Rotation des Gesamtsystems wird dadurch natürlich nicht erklärt. Es muß auch berücksichtigt werden, daß nach Berechnungen von JEANS die Rotation der „Ursonne" nicht ausreicht, um eine Abspaltung der Gashülle zu bewerkstelligen. Diese Schwierigkeiten werden zum Teil durch die „Zweikörpertheorien", d. h. die Planetesimal- und Gezeitentheorie umgangen.

Die Planetesimalhypothese geht von der Vorstellung aus, daß aus dem Urkörper des Sonnensystems unter dem anziehenden Einfluß eines in relativer Nähe desselben vorüberstreichenden Weltkörpers ein Teil des planetarischen Materials herausgeschleudert wurde, und zwar im wesentlichen in Gestalt von 4 Riesenerupționen, welche später zu den 8 Hauptplaneten wurden. Ein anderer Teil wurde in entgegengesetzer Richtung vom vorbeiziehenden Fremdkörper geliefert. Die Eruptionskraft genügte indessen nicht, das Material aus dem Anziehungsbereich des Zentralkörpers zu entfernen, so daß sich als Resultante der zentrifugalen Eruption, der gravitativen Anziehung des Zentralkörpers und der nachschleppenden Einwirkung des vorbeiziehenden Fremdsystems eine spirale Anordnung ergab, welche den Spiralnebeln des Weltenraumes gleicht. Die aus dem Zentralkörper ausgeschleuderten Massen unterlagen zunächst einer weitgehenden Ausdehnung und Dispersion, wobei sich die wirbelförmige Bewegung innerhalb dieser Massen bis zu einem gewissen Grade mechanisch analysieren läßt. Die Folge der weitgehenden Expansion war eine starke Abkühlung der Masse, welche die dichteren Bestandteile zum Übergang in den festen Zustand veranlaßte; dadurch entstanden die ersten kleinen metallischen Kondensationskerne (Sphaerulae), zusammengehalten durch

geringe Geschwindigkeit und gegenseitige Beeinflussung. Das spezifisch leichtere Material von größerer Geschwindigkeit konnte wohl der gravitativen Selbstkontrolle der Eruptionsmasse entweichen, nicht aber der Anziehung durch die Sonne; es lenkte in eine kreisende Bewegung ein und lieferte die Planetesimalen — kleinste Einheiten, die als planetarischer Nebel die Sonne umkreisten. Schon in diesem Stadium der Pulverisierung ergab sich also eine Sonderung der Substanz nach der Geschwindigkeit bzw. nach der Dichte. Danach begann das erste Wachstumsstadium der Planeten aus der Vereinigung dieser in individuellen Orbiten um den Zentralkörper kreisenden Kerne und Planetesimalen. CHAMBERLIN nimmt an, daß dieses erste Wachstumsstadium vor allem durch die Zusammenstöße und dadurch erzielten Vereinigungen der spez. schweren, metallischen Sphaerulae gekennzeichnet war, die von vornherein eine geringere Dispersion besaßen, als das leichtere Material der Planetesimalen. Das Wachstum schritt dann, zunächst sehr langsam, durch Einfangen weiterer Kerne fort. Der Beginn des zweiten Wachstumsstadiums war in dem Moment gegeben, als die nun auf etwa $^1/_{10}$ ihrer heutigen Masse angewachsene Erde zu einem Schwerezentrum wurde, welches auch die leichteren Bestandteile einfangen und damit eine Atmosphäre bilden konnte. Damit begann auch der verstärkte Niederschlag der Planetesimalen, d. h. des planetarischen Staubes.

Die Gezeitentheorie geht davon aus, daß nach JEANS sich die Bildungsweise der Kleinplaneten in der Auffassung von CHAMBERLIN rechnerisch nicht bestätigen läßt. JEANS nimmt daher an, daß die Gezeitenwirkung der beiden aneinander vorbeiziehenden Körper nicht vier Riesenerupti̇onen verursachte, sondern dazu führte, daß aus der Sonne ein langer zusammenhängender Streifen gasförmiger Materie herausgezogen wurde, vergleichbar den Armen der Spiralnebel. Dieser Gasarm muß eine zigarrenförmige Gestalt gehabt haben, mit größter Verdickung entsprechend der Zeit größter Annäherung der beiden Körper. Eine auffallende Bestätigung dieses Schlusses liegt in der Tatsache, daß die mittleren Planeten die größte Masse und die zahlreichsten Trabanten haben, während nach innen und außen die Masse und die Zahl der Monde gesetzmäßig abnimmt; so ergeben die Planeten, nach ihrer Entfernung von der Sonne geordnet, tatsächlich ein zigarrenförmiges Gebilde. Das herausgeschleuderte Material hätte nach dieser Theorie nicht aus erkaltetem Staub, sondern aus glühenden Gasen bestanden; die größten Verdichtungen traten dann bald zu den zuerst gasförmigen, dann flüssigen und später erstarrenden Planeten zusammen, während die dünner verteilte Materie zerstreut wurde. Die Abkühlung erfolgte offenbar in den kleineren Massen schneller.

Nach TER-HAAR muß jede zulängliche kosmogonische Erklärung des Sonnensystems vier Gruppen von Tatsachen Rechnung tragen: 1. Der Gesetzmäßigkeit der Orbiten der Planeten, welche wenig vom Kreis abweichen, fast in einer Ebene liegen und untereinander. bzw. mit der Sonne die gleiche Umlaufsrichtung haben. 2. Der Gesetzmäßigkeit der Planetenabstände. 3. Dem Vorhandensein kleiner, schwerer und langsam rotierender innerer und großer, leichter und schnell rotierender äußerer Planeten. 4. Der Verteilung des Momentes der Bewegungsmenge: die Sonne hat 99% der Gesamtmasse und nur 2% des Bewegungsmomentes, die Planeten $^1/_{700}$ der Masse und 98% des Bewegungsmomentes. Nach O. SCHMIDT (Moskau) konnten die bisherigen Theorien nur 2 bis $2^1/_2$ von diesen vier Punkten erklären. SCHMIDT gründet seine Deutung auf folgende Tatsachen: 1. Die Rotation des galaktischen Systems, 2. das Vorhandensein von Wolken dunkler Materie in seiner Zentralebene, 3. die Feststellung, daß die Meteoriten keine Einwanderer, sondern Glieder des Sonnensystems sind (elliptische Geschwindigkeiten). SCHMIDT versucht den mathematischen Beweis zu erbringen, daß das alte Problem des Einfangens einer Masse bei einem Dreikörpersystem unter gewissen Voraussetzungen positiv gelöst werden kann und gründet darauf die Vorstellung, daß die Planeten aus den dunklen Wolken des galaktischen Systems stammen und von der Sonne bei einem Durchgang durch die Zentralebene dieses Systems eingefangen worden sind, wonach sie sich später zu größeren Einheiten aggregierten. Die Möglichkeit der Erklärung der obengenannten vier Punkte und die angebliche Einheitlichkeit der chemischen Zusammensetzung der Planeten, Meteoriten und des interstellaren Raumes sollen zugunsten dieser Deutung sprechen. FESSENKOW hat die Hypothese SCHMIDTs neuerdings einer scharfen Kritik

unterworfen, vor allem, weil sie zu abstrakt mathematisch ist und den astronomischen Realitäten nicht genügend Rechnung trägt.

Die astronomischen Analogieschlüsse ergeben demnach für den Ursprung des Planetensystems folgendes:

Die Planeten sind verdichtete Teile einer ursprünglich gasförmigen Urwolke, welche entweder durch Zentrifugalkraft aus einem Zentralkörper abgelöst wurde, oder durch die Gezeitenwirkung eines vorbeiziehenden Fremdkörpers aus diesem Zentralkörper herausgezogen worden ist, oder von der Sonne beim Durchgang durch die galaktische Zentralebene eingefangen wurde. Die Verdichtungen entstanden entweder schon in der heißen Gasmasse und wurden dann in den flüssigen und festen Aggregatzustand übergeführt (JEANS), oder sie waren eine Folge des Zusammenprallens von schon erkalteten, flüssigen oder festen Teilchen schwerer Materie (WEIZSÄCKER, CHAMBERLIN, SCHMIDT). Die Schichtung der Erde liefert zu diesen Schlüssen und zu dem nächsten Stadium der Planetenentwicklung noch einige Ergänzungen. Die Erde zeigt nämlich nach den geophysikalischen Beobachtungen folgende vertikale Gliederung nach der Schwere:

Atmosphäre — äußere Hülle gasförmiger Substanzen.

Hydrosphäre — flüssige, heute auf die ozeanischen Becken konzentrierte Hülle von 0 bis 10000 m Dicke.

Lithosphäre (Steinmantel), für die man heute eine Zweiteilung annehmen muß in

Sial (oder Sal) — Hülle leichter Silikate (Si- und Al-Gesteine) und der aus ihrer Zerstörung hervorgegangenen Sedimente. Diese Hülle vom spezifischen Gewicht 2,7 bis 2,8 hat in den Kontinenten eine Dicke von einigen 10 km, während sie im Atlantik weniger mächtig ist und im Pazifik ganz fehlt.

Sima — Mantel schwerer (3,6 bis 4,0) magnesia- und eisenreicher Silikate, oft als Eklogitschale (Eklogit ist ein Augit-Granat-Gestein) bezeichnet. Gelegentlich wird ihr oberer Teil als Basaltschicht oder Salsima bezeichnet. In 100 km Tiefe (ESKOLA), vielleicht zum Teil schon früher, ist mit einem Übergang vom kristallinen in den amorphen Zustand zu rechnen. Als Untergrenze wird eine Unstetigkeitsfläche in 1200 km Tiefe angenommen.

Zwischenschicht — Schale von Metallsulfiden und Metalloxyden mit dem spezifischen Gewicht von 5 bis 6. Nach GOLDSCHMIDT wäre es möglich, daß sie nur in den großen Weltkörpern vorkommt und den kleinen (z. B. den Meteoriten) fehlt, da aus ihnen O und S in den Weltraum entwichen sind. Eine aus Erdbebenbeobachtungen abgeleitete Unstetigkeitsfläche in 2900 km Tiefe soll die Untergrenze bilden.

Kern (Nife) — bestehend aus Schwermetallen, vor allem Nickel und Eisen. Spezifisches Gewicht über 8.

Diese Schwereschichtung stellt nach V. M. GOLDSCHMIDT einen Differentiationsprozeß dar, vergleichbar den Vorgängen in einem Hochofen: das reine Metall sinkt in die Tiefe (der „König" der Hüttenleute), die Silikate des Sal-Sima steigen an die Oberfläche („Schlacke"), in der Zwischenschicht sammeln sich die Oxyde und Sulfide mit mittlerem spezifischem Gewicht („Stein" der Hüttenleute) an.

Neuerdings haben zwar KUHN und RITTMANN die Möglichkeit der Schwerediffernentiation und das Vorhandensein stofflich bedingter Unstetigkeiten bezweifelt, indem sie für das Erdinnere einen Aufbau aus undifferenzierter Solarmaterie mit dicht gepackten Wasserstoffatomen annahmen. Nach EUCKEN (1944) sind aber die Folgerungen der Genannten nicht tragfähig, und es besteht kein Grund, an der Eisenkernhypothese der Erde zu zweifeln. Für die sicher vorhandene Differenzierung in der Lithosphäre ist diese Überlegung überhaupt gegenstandslos.

Die Schwereglіederung der Erde und die geophysikalisch nachweisbare Homogenität ihrer Schalen bilden eine Schwierigkeit für diejenigen Theorien, welche eine Aggregierung der Planeten aus festen Teilchen annehmen. Auch die bedeutende Innenwärme der Erde ist nach JEFFREYS und SCHWINNER schwer damit zu vereinbaren. Allerdings wäre eine nachträgliche Steigerung der Innenwärme durch radioaktive Zerfallsprozesse durchaus denkbar, es bleibt aber fraglich, ob sie zu einer totalen Wiederaufschmelzung führen konnte, welche der homogenen Schwereschichtung zugrunde liegen müßte. Mit einem schmelzflüssigen Stadium der Erde zu Beginn ihrer Entwicklung, d. h. nach vollzogener Ablösung oder Aggregierung, muß wohl mit Sicherheit gerechnet werden.

Die ersten Stadien der Erdgeschichte kann man demnach wie folgt gliedern:

A s t r a l e Ä r a – die Zeit von der ersten Ablösung (Nebular-Theorie) bzw. von der Aggregierung (Planetesimal-Theorie) bis zum Beginn der oberflächlichen Erstarrung bei etwa 1370° C. Die Erde war noch ein leuchtender Körper. Das Gesamtalter der Erde veranschlagt HOLMES auf 3350 Millionen Jahre (1947), für die Dauer der Kondensation zu Planeten nimmt WEIZSÄCKER (1946) größenordnungsmäßig 100 Millionen Jahre an.

Nach der Annahme einiger Forscher löste sich am Ende dieser Ära oder zu Beginn der nächsten der Mond von der Erde ab. Ein Anhaltspunkt dafür wird in der Tatsache gesehen, daß im Pazifischen Ozean die äußere, leichtere Sial-Hülle fehlt. Hier wäre also die „Narbe" der Mondablösung zu suchen, was mit seinem relativ niedrigen spezifischen Gewicht übereinstimmen würde. Die Ursache für die Ablösung des Mondes sieht SCHWINNER in einer Resonanz der erzwungenen Schwingung der Gezeitenwelle mit freien Schwingungen des Erdkörpers.

A z o i s c h e Ä r a – die Erde hat kein Leuchtvermögen mehr, die hohen Temperaturen verhindern aber ein organisches Leben. Die Atmosphäre enthält noch Stoffe, die wir heute nur in flüssigem oder festem Zustande antreffen. Man kann vielleicht eine a n h y d r i s c h e P e r i o d e mit Temperaturen über der kritischen Temperatur des Wassers (374° C) und eine o z e a n i s c h e P e r i o d e unterscheiden, bei der sich die Hydrosphäre zwischen Atmosphäre und Lithosphäre einschaltet und die aktualistischen Bedingungen der Gesteinsbildung beginnen.

Zu Beginn der azoischen Zeit ist jedenfalls noch nicht mit aktualistischen (heute geltenden) Verhältnissen auf der Erdoberfläche zu rechnen. Über der geschmolzenen und erstarrenden Lithosphäre lag die Atmo- oder Gasosphäre, welche nach VASILIU eine andere Zusammensetzung und größere Dichte hatte als heute und daher an ihrer Basis unter hohem Druck stand. ESKOLA und NIINI veranschlagen den Druck vor der Verflüssigung des Wassers auf 275 kg pro cm^2. Damals bestand die Gasosphäre zu 96% aus Wasserdampf. Nach der Verflüssigung des Wassers nimmt VASILIU einen hohen Kohlensäuregehalt an. Wohl mit mehr Recht vermutet OPARIN, daß der Kohlenstoff zunächst an Kohlenwasserstoffe gebunden war und die Kohlensäure erst nach der Entstehung organischer Substanz in größeren Mengen auftrat. Auch freier Stickstoff und Sauerstoff dürften zuerst gefehlt haben. Letzterer erschien nach GOLDSCHMIDT erst durch die Tätigkeit der Pflanzen. Dagegen war in den ersten Stadien der Chlorwasserstoff-Gehalt hoch und wurde erst später an die Chloride des Meereswassers gebunden. Diese abweichenden Verhältnisse führten zu einer Verwitterung besonderer Art, die

Vasiliu als Vorverwitterung bezeichnet; sie war rasch und intensiv und führte zu einer gründlichen Aufbereitung der ersten Erstarrungskruste. Die Vorverwitterung war zuerst mechanisch, bedingt durch das enorme Temperaturgefälle zwischen der noch heißen festen Oberfläche und den herabkommenden Niederschlägen der Gasosphäre, später aber chemisch, begünstigt durch den hohen HCl-, später CO_2-Gehalt der Wässer. Es ist daher möglich, daß in dieser Ära zunächst verhältnismäßig rasch eine gewaltige Menge von „Ursedimenten" gebildet worden ist. Die absolute Dauer dieses Zeitalters ist noch kaum festzulegen; die höchsten gemessenen Zeitwerte liegen bei 2000 Millionen Jahren vor heute, betreffen aber schon Gesteine, die unter ± aktualistischen Bedingungen entstanden, d. h. jünger als die erste Erstarrungskruste der Erde und jünger als die Zeit der Vorverwitterung sind.

Archäozoisch-proterozoische Ära. – Nach Niini hat die Kondensation des Wasserdampfes bald nach Unterschreitung einer Oberflächentemperatur von 400° C begonnen, und der Temperaturabfall bis zur gegenwärtigen mittleren Temperatur von 16° C hätte in der überraschend kurzen Zeit von 20 000 Jahren stattgefunden. Die Lebensmöglichkeiten niederer Pflanzen können bei 65° C, die niederer Tiere bei 32 bis 45° C beginnen; damit ist die theoretische Möglichkeit gegeben, den Lebensprozeß in die Zeitrechnung einzuschalten. Praktisch kann diese Möglichkeit kaum verwirklicht werden, da die Erhaltungsbedingungen damals sehr ungünstig waren. Daher ist der Beginn dieses Zeitalters kaum mit Sicherheit anzugeben. Sein Ende liegt beim ersten Auftreten einer stärker differenzierten Lebewelt vor rund 550 bis 600 Millionen Jahren.

VII. SCHRIFTTUM ZU DEN ERSTEN STADIEN DER ERDGESCHICHTE

CHAMBERLIN, T. C., The origin of the earth. — Chicago, 1916.
ESKOLA, P., Conditions during the earliest geological times. — Ann. Ac. Sc. Fenniae, Serie A, Bd. XXXVI, 4, 1832.
EUCKEN, A., Über den Zustand des Erdinnern. — Naturwissenschaften, H. 14/26, 1944.
FESSENKOW, W. G., Über die kosmogonische Hypothese O. J. Schmidts und den heutigen Stand des kosmogonischen Problems. — Sowjetwissenschaft, 5, 1952, Heft 1.
GOLDSCHMIDT, V. M., Der Stoffwechsel der Erde. — Naturwissenschaften, 1922.
—, Geochemie in Handwörterb. d. Naturw., 2. Aufl., Bd. 4, 1934.
JEANS, J. H., The origin of the solar system. — Nature 128, 1931.
JEFFREYS, H., The origin of the solar system. — Ergebn. d. exakten Naturw., Bd. VII. Berlin, Verl. J. Springer, 1928.
HIMPEL, K., Erdgeschichte und Kosmogonie. — Leipzig, 1940.
KANT, J., Allgemeine Naturgeschichte und Theorie des Himmels. — Königsberg-Leipzig, 1755.
KUHN, W., & RITTMANN, A., Über den Zustand des Erdinnern und seine Entstehung aus einem homogenen Urzustand. — Geolog. Rundschau 32, 1941.
LAPLACE, P. S., MARQUIS DE, Exposition du système du monde. — Paris, 1796.
MOULTON, F. R., The Planetesimal Hypothesis. — Science 68, 1928.
NIINI, R., Die Kondensation des Wasserdampfes bei der Abkühlung des Erdballes. — Ann. Ac. Sc. Fenniae, Serie A, Bd. 34, 1932.
NÖLKE, F., Die Entwicklung des Sonnensystems und der Erde. — Handb. der Geophysik, Bd. I, 1931.
OPARIN, A. J., Die Entstehung des Lebens auf der Erde. — Berlin, 1949.
SCHMIDT, O. J., Das Problem der Entstehung der Erde und der Planeten. — Sowjetwissenschaften, 5, 1952, Heft 1.
SCHWINNER, R., Lehrbuch der physikalischen Geologie, Bd. I, Verl. Gebr. Borntraeger, 1936.
TAMS, E., Grundzüge der physikalischen Verhältnisse der festen Erde, I, 1932; II, 1937. Geologie der Erde. — Berlin, Verl. Gebr. Borntraeger.
VASILIU, H., Die Vorverwitterung. Bullet. Facult. Sciences agricoles, Chisinau, III, 1940.
WEIZSÄCKER, C. F. v., Die Entstehung des Planetensystems. — Naturwissenschaften, 1946, 33, H. 1. Ausführlich in Zeitschr. f. Astrophysik, 22, 1944.

VIII. ARCHÄOZOIKUM UND PROTEROZOIKUM

1. Allgemeine Gliederungsprinzipien

Ein sicherer Nachweis vorkambrischen Alters ist nur für diejenigen Gesteine möglich, welche von Sedimenten mit kambrischen Fossilien überlagert werden oder als Gerölle in solchen Sedimenten vorkommen. Eine Gliederung dieser meist fossilleeren Gesteine ist auf dem üblichen biostratigraphischen Wege nicht möglich und verlangt besondere Methoden.



Abb. 28. Leptit, dichter gebänderter und gefalteter Gneis, vermutlich aus einem Ergußgestein umgewandelt. Bei Jussarö, Finnland. Nach SEDERHOLM

Da nach dem Erdinnern Druck und Temperatur zunehmen, ist es nicht verwunderlich, daß unter den ältesten unveränderten Sedimenten überall auf der Erde Gesteine lagern, welche Spuren einer mehr oder weniger starken Metamorphose aufweisen. Diese kristallinen Schiefer nehmen gleichsam eine Zwitterstellung zwischen Sedimenten und Massengesteinen ein; mit den ersten haben sie die Paralleltextur gemeinsam, d. h. den Aufbau aus parallelen Schichten, mit den zweiten die kristalline Struktur, d. h. die Zusammensetzung aus Mineralbestandteilen, die nicht zusammengeschwemmt, sondern in situ auskristallisiert sind.

Da nun offensichtlich eine Bildung von kristallinen Schiefern heute an der Oberfläche nicht stattfindet, wurden sie zuerst als Dokumente einer Zeit besonderer Bildungsbedingungen angesehen. Diese exzeptionalistische Anschauung ging von der

Tatsache aus, daß z. B. im Norden und Nordwesten der böhmischen Masse alle Gesteine, die unter dem Kambrium lagern, eine Zunahme der Kristallinität nach unten aufweisen. Man findet dort von oben nach unten:

Normale, d. h. nur diagenetisch verfestigte Schiefer.

Phyllite, d. h. Schiefer, die im wesentlichen aus Schuppen und Blättchen von hellem Glimmer bestehen.

Glimmerschiefer, d. h. schieferige Gesteine, in denen große Tafeln von kristallisiertem, d. h. nicht zusammengeschwemmtem hellem und dunklem Glimmer überwiegen.

Gneise, d. h. vollkristalline Gesteine, die mineralogisch den echten Massengesteinen gleichen, durch das Parallelgefüge aber von ihnen abweichen.

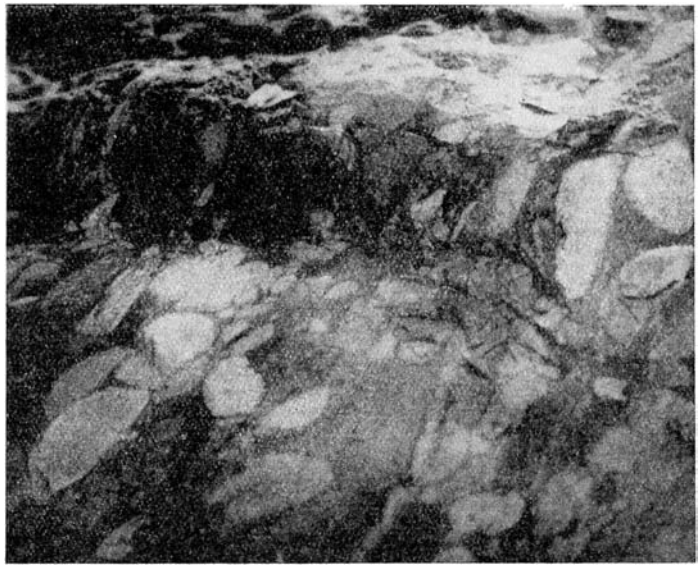


Abb. 29.
Konglomerat mit teilweise umkristallisiertem Bindemittel aus der bottnischen Formation. Insel Silanteri im See Näsijärvi, Finnland. Nach v. BUBNOFF in „Natur und Volk" 1937.

Es war naheliegend, diese Reihenfolge als Altersfolge zu betrachten, und entsprechend teilte man früher das Präkambrium in eine Phyllitformation, Glimmerschieferformation und Gneisformation ein. Man betrachtete die kristallinen Schiefer als Sedimente eines anders als heute zusammengesetzten, heißen Urmeeres und sah in der Abnahme der Kristallinität nach oben die Anzeichen einer allmählichen Angleichung an die Verhältnisse der Gegenwart.

Die Unhaltbarkeit dieser ersten Auffassung erwies sich erst, nachdem anderwärts folgende Tatsachen festgestellt wurden:

1. In Skandinavien liegen kambrische Gesteine direkt auf hochkristallinen Gneisen, ohne Zwischenschaltung von Glimmerschiefern und Phylliten. Sofern diese früher

vorhanden waren, muß man also annehmen, daß schon vor dem Kambrium Prozesse der Gebirgsbildung und Gesteinszerstörung gewirkt haben.

2. Es gibt kristalline Schiefer, welche in Verbindung mit nachweislich jüngeren Sedimenten auftreten, von ihnen sogar unterlagert werden oder in sie übergehen, z. B. paläozoische Gneise in Norwegen, mesozoische Glimmerschiefer und Phyllite in den Alpen.

3. Innerhalb der kristallinen Schiefer treten Gesteine auf, die primär an der Oberfläche (superkrustal) entstanden sind, und zwar unter Verhältnissen, welche von den heutigen kaum abweichen. So kennt man in Schweden die dichten Leptite und Hälleflinten, welche ursprünglich an der Oberfläche erstarrte vulkanische Schmelzen oder Tuffe waren (Abb. 28). Innerhalb der altpräkambrischen Gesteine Finnlands wies SEDERHOLM echte Sedimente nach, vor allem Konglomerate, d. h. Anhäufungen von Geröllen älterer Gesteine, welche durch ein nachträglich kristallin gewordenes Bindemittel verkittet sind (Abb. 29). Heute kennen wir auch glaziale Ablagerungen und Verwitterungserscheinungen aus dem Präkambrium und können daraus schließen, daß die klimatischen Verhältnisse nicht grundsätzlich anders waren als in der Gegenwart.



Abb. 30. Dunkler Hornblendegneis, von hellem Granitgneis mehr oder weniger konkordant injiziert. Helsinki, Finnland.

4. Die Untersuchungen von ROSENBUSCH und SAUER an den Gneisen der deutschen Mittelgebirge, insbesondere des Schwarzwaldes, haben erwiesen, daß man zwei fundamental verschiedene Gruppen von Gneisen unterscheiden kann: die Orthogneise, welche ursprünglich echte Massengesteine waren, und nur durch besondere Verhältnisse der Umformung in der Tiefe die typische Gneistextur erlangt haben, und die Paragneise, welche ursprünglich Sedimente waren und ebenfalls unter besonderen Verhältnissen der Tiefe zu Gneisen geworden sind. Später lernte man noch eine Übergangsgruppe der Mischgneise (Migmatite SEDERHOLMS) kennen, die aus einer Aufschmelzung und Vermischung von Sedimenten mit Schmelzfluß und mit Gasen entstehen.

Aus dieser vertieften Betrachtung ergibt sich, daß die Erscheinungsform der kristallinen Schiefer nicht ein ursprüngliches Kennzeichen der Gesteine, sondern eine Fazies der Metamorphose ist, d. h. eine Funktion von Druck und Hitze (pt-Bedingungen).

Die mikroskopische Untersuchung der kristallinen Schiefer hat gezeigt, daß ihre Struktur grundsätzlich von der der Sedimente und Massengesteine abweicht. Die Sedimente haben entweder eine klastische Struktur, d. h. sie bestehen aus zusammengeschwemmten Bruchstücken von Mineralen, die durch ein Zement verkittet werden, oder eine organische Struktur, sofern sie von Tiergemeinschaften aufgebaut sind, mit Ausnahme der kleinen Gruppe der aus wässeriger Lösung ausgeschiedenen chemischen Sedimente, die sich durch leichte Löslichkeit und homogene Beschaffenheit von den komplizierten Silikatschmelzen unterscheiden. Die Massengesteine haben eine körnige Struktur, d. h. ihre Bestandteile sind in einer bestimmten Reihenfolge nach physikochemischen Gesetzen aus einer Schmelze auskristallisiert, wobei sie die für das betreffende Mineral typischen kristallographischen Formen anzunehmen bestrebt waren. Die kristallinen Schiefer besitzen dagegen, wie BECKE und GRUBENMANN gezeigt haben, eine kristalloblastische Struktur, d. h. ihre Gemengteile sind aus schon vorhandenen Mineralien um- bzw. neukristallisiert. Das äußert sich besonders darin, daß ihnen die für die Massengesteine kennzeichnende Ausscheidungsfolge der Gemengteile fehlt; die Kristallisation aller Gemengteile hat gleichzeitig begonnen und ist unter gegenseitiger Behinderung fortgeschritten.

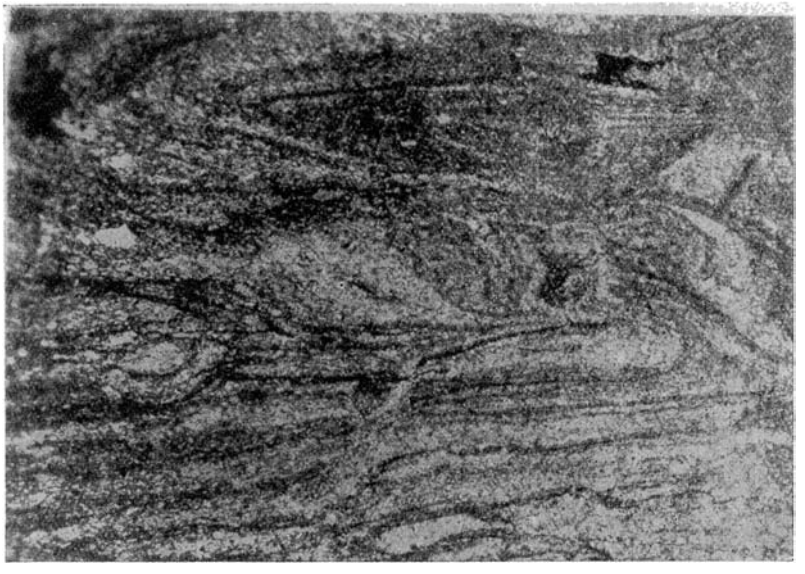


Abb. 31. Migmatit, helles granitisches Gestein, durch Granitisierung dunkler Schiefer entstanden, deren ursprüngliche Schichtung noch nebelhaft hindurchschimmert (nebulitische Reliktstruktur). Bodö, Finnland. Aus WEGMANN, 1935.

Im Hinblick auf die Tiefenfazies von Druck und Temperatur unterschieden daher BECKE und GRUBENMANN drei Zonen der Metamorphose:

Epizone: die Temperatur ist noch mäßig, der allseitige Druck gering, der gerichtete Druck (bei der Orogenese) beträchtlich. Typus — Phyllit.

Mesozone: die Temperatur ist höher, desgleichen der allseitige Druck; der gerichtete Druck ist auch hoch. Typus: Glimmerschiefer.

Katazone: Temperatur und allseitiger Druck sehr hoch; gerichteter Druck relativ geringer. Typus: Gneis.

Die gleichen Stoffe ergeben in den einzelnen Tiefenstufen ganz verschiedene Mineralkombinationen, wobei in der Tiefe die Minerale größerer Dichte vorherrschen.

Indessen ist die Fazies der kristallinen Schiefer auch noch von anderen Faktoren abhängig. Die Untersuchungen von SANDER und W. SCHMIDT haben gezeigt, daß viele kristalline Schiefer sogenannte Tektonite sind, d. h. Gesteine, welche durch gebirgsbildende Vorgänge (Pressung, Transport) bis ins Kleingefüge durchbewegt wurden. Diese Deformation kann vor, während oder nach der Umkristallisation erfolgen (prä-, para-, post-kristalline Deformation), womit ein wertvolles Alterskriterium gewonnen ist.

Große Bedeutung wird endlich heute der sogenannten Ultrametamorphose beigemessen. Die Untersuchungen SEDERHOLMS haben zuerst erwiesen, daß in dem Sockel der Erdrinde eine weitgehende Wiederaufschmelzung (Anatexis) schon verfestigter Gesteine stattgefunden hat. Aus der Durchtränkung mit Schmelze oder Zufuhr neuer Bestandteile entstanden Migmatite oder Mischgesteine von Sedimenten und Massengestein (Abb. 30), oder es wurden durch vollkommene Aufschmelzung neue Schmelzen gebildet (Palingenite), deren ursprüngliche Natur vollkommen verwischt ist. In vielen typischen Massengesteinen glaubt man heute solche „palingenetisch getarnte" oder granitisierte Sedimente wiederzuerkennen. Diese Vorgänge erschweren die Entzifferung und Altersdeutung der kristallinen Schiefer (Abb. 31 und 32).

In großen Tiefen kann also die Bildung der kristallinen Schiefer noch heute erfolgen; aber erst wenn eine Tiefenzone durch gebirgsbildende Prozesse herausgehoben und durch Erosion von ihrer Decke befreit wurde, können wir sie erforschen. Da die vorkambrischen Gesteine als die ältesten die mächtigste Überdeckung gehabt haben und am häufigsten und intensivsten einer mechanischen, thermalen und chemischen Umbildung unterlagen, ist es erklärlich, daß unter ihnen kristalline Schiefer am häufigsten sind. Die „primäre Erstarrungskruste der Erde" ist dabei wohl durchweg der Anatexis zum Opfer gefallen.

Die fortschreitende Untersuchung zeigt, daß vor dem Kambrium schon mehrere Großzyklen der Sedimentation, Gebirgsbildung, Aufschmelzung und Einebnung abgelaufen sind, und zwar in allen Teilen der Erde in ähnlicher Weise, woraus sich die Möglichkeit einer Zeitgliederung ergibt. Die Methoden dieser Gliederung beruhen demnach:

1. auf Winkel-Diskordanzen, welche einzelne, verschieden stark gefaltete Gesteinsserien zu trennen erlauben,

2. auf epirogenetischen Diskordanzen – Geröllhorizonten, Transgressionsflächen usw., welche einen Wechsel von Sedimentation und Erosion anzeigen,

3. auf dem Altersverhältnis der Intrusivgesteine zu ihrer Umgebung, wobei allerdings der Möglichkeit der Anatexis Rechnung zu tragen ist,

4. auf der Feststellung des relativen Alters der Gefügebildung und Metamorphose,

5. auf der radioaktiven Methode (s. S. 56), welche schon heute größenordnungsmäßige Anhaltspunkte liefert.

Die Gliederung in Entwicklungszyklen tritt daher heute an Stelle des unbefriedigenden, lokalen Formationsbegriffes. Als Grundlage kann eine Zweiteilung dienen: Das ältere Archaikum oder Archäozoikum besteht aus meist hochmetamorphosen Gesteinen, das jüngere Algonkium (Algonkin-Bezirk Nordamerikas) oder Proterozoikum ist weniger metamorph und führt, wenn auch recht selten, Fossilien. Eine Gliederung desselben in Altalgonkium und Jungalgonkium, wie sie aus tektonischen Gründen STILLE befürwortet, dürfte auch biologische Bedeutung haben.

2. Die Anfänge des Lebens

Die Anfänge des Lebens werden sich dokumentarisch nie belegen lassen und bleiben damit ein Spielball von Spekulationen auf der Grundlage experimenteller Analogien. Die alte Hypothese einer Urzeugung (generatio aequivoca) im Sinne spontaner Ent-

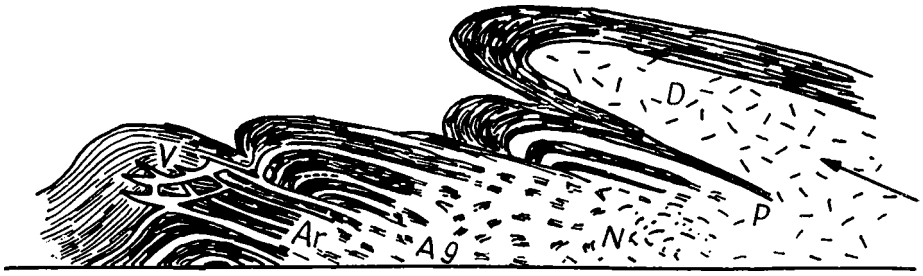


Abb. 32. Schema verschiedener Mischgesteins-Typen bei Durchtränkung von Sedimenten (dunkel) mit Schmelze oder Gasen (hell). *V* Venit, unregelmäßige Durchdringung; *Ar* Arterit, konkordante Injektion wie Abb. 30; *Ag* Agmatit, Brocken, in Schmelze schwimmend; *N* Nebulit, wie Abb. 31; *P* Palingenit, vollkommen aufgeschmolzen, richtungslos körnig; *D* Diapirit, in Faltenkerne eingepreßt. Aus v. BUBNOFF, 1937.

stehung des Protoplasmas aus organischer Substanz ist infolge der Erkenntnis vom ungeheuer komplizierten, aber gesetzmäßigen Aufbau des Eiweißmoleküls als Träger des Lebens heute nicht mehr haltbar; auch die Hypothese der Zuwanderung von Keimen aus dem Weltall ist schon infolge der lebensvernichtenden Wirkung der kosmischen Strahlung wenig wahrscheinlich. 1936 haben BERG und OPARIN unabhängig voneinander eine Hypothese des allmählich im Laufe geologischer Zeiträume fortschreitenden Aufbaues organischer Substanz unter Auswahl der stabilsten Kombinationen entwickelt.

OPARIN geht von der Annahme aus, daß sich aus den noch in der schmelzflüssigen Erde gebildeten Karbiden unter dem Einfluß überhitzter Dämpfe ungesättigte Kohlenwasserstoffe gebildet haben. Mit dem durch Zersetzung des Wassers freiwerdenden Sauerstoff bildeten sich

Oxydationsderivate (Alkohol, Aldehyd und andere) und in Verbindung mit dem reichlich vorhandenen Ammoniak Aminosäuren und andere Stickstoffderivate. Die Aminosäuren setzen die Eiweißmoleküle zusammen, welche die Fähigkeit haben, zahllose Seitenketten zu bilden und auch mit Nichteiweißkörpern zu reagieren. Zunächst tragen die Reaktionen in diesen Riesenmolekülen natürlich noch chaotischen Charakter.

Die nächste Stufe ist die Bildung von „Koazervaten": entgegengesetzt geladene, polymerisierte Teilchen treten zusammen und setzen sich als halbflüssige Gel-Tropfen aus der Gleichgewichtslösung ab. Eine Stabilität gegen Änderungen der Umwelt (Temperatur, p_H-Werte und anderes) und die Fähigkeit zur Adsorption anderer Kolloide ermöglicht neue Reaktionen und das Auftreten von Richtkräften, welche zur Auslese stabilster Molekülkombinationen und zu allerdings noch unbeständigen Strukturen führen.

Räumliche Differenzierung und zeitliche Organisation infolge verschiedener Reaktionsgeschwindigkeit der differenzierten Teilchen führen zu der Bildung des Protoplasmas unter Mitwirkung von Katalysatoren, wobei BERG an die geochemisch wichtigen Metallsalze, OPARIN an organische Fermente denkt. Aus der Fülle der möglichen Reaktionen werden die bevorzugt, welche ein Wachstum des Koazervat-Tropfens und seine Stabilität begünstigen und gestatten einen Wechsel der Umwelt zu überdauern. Die übrigen Produkte zerfallen, d. h. werden zur Aufbausubstanz für die stabilen Koazervate. Das führt zu einer Abstimmung in der Art und Reihenfolge der Reaktionen, wobei nach BERG die periodischen Prozesse auf der Erdoberfläche eine wichtige Rolle spielen (Tag—Nacht, Wärme—Kälte usw.).

Die Abfolge der Reaktionen:

1. Chemische Verbindungen
2. Physikochemische Wechselwirkungen
3. Morphologische Struktur

bedingt also eine Lokalisierung der Fermente und eine zeitliche Organisation, d. h. die Struktur. Die Reaktion in den stabilen Teilen wird beschleunigt auf Kosten der zerfallenden labilen Zwischenprodukte; es handelt sich also um eine Art Zuchtwahl mit dem Verschwinden der Zwischenglieder, die heute nicht mehr möglich sind bzw. sofort aufgezehrt werden.

Der ursprüngliche Stoffwechsel ist danach eine Ernährung aus organischer Substanz (heterotroph); die autotrophe Ernährung durch Photosynthese aus dem CO_2-Gehalt der Luft ist ein späteres Stadium, welches aber erst die Entwicklung der organischen Substanz sichert; vermutlich wurde es aber schon im Archäozoikum erreicht.

Jedenfalls muß bei dieser Auffassung das Leben im Wasser entstanden sein, wo die zunächst sehr verdünnten Lösungen der Kohlenwasserstoffe vorlagen. Das flache, bewegte Wasser der Küsten mit Strömungen (Konzentrationswechsel) und Temperaturänderungen bildet den optimalen Bereich. Der periodische Wechsel von Licht (Reduktion) und Dunkelheit (Oxydation) und der jahreszeitliche Temperaturwechsel geben die Möglichkeit für eine Reaktionsfolge, wobei dann nach BERG einige Verbindungen dadurch geschützt werden, daß sie durch Oxydation Schutzhäute erlangen.

Es ist unter diesen Umständen leicht verständlich, daß die ersten erhaltenen Reste zu den niederen Pflanzen gehören.

Im Archäozoikum sind allerdings organische Reste noch sehr spärlich und selten eindeutig. Erwähnt seien schlauchartige, von einem Kohlehäutchen umgebene Gebilde in der bottnischen Serie Finnlands, die SEDERHOLM als *Corycium* (Abb. 33 und 34) beschrieben hat (? Algen). Ferner treten in der Steep Rock-Serie Kanadas Kalkknollen mit radialen Kanälen auf, die man als *Atikokania* (Abb. 35) bezeichnet (? Schwämme); ihre organische Natur ist indessen nicht ganz sichergestellt. Die früher als Eozoon beschriebenen Verwachsungen von Kalk und Serpentin sind wohl zum großen Teil anorganische Gebilde; einige amerikanische Forscher deuten sie allerdings auch heute als

Algen oder halborganische Strukturen. Es ist zu betonen, daß die bottnische Formation frühestens jüngstarchäisch ist und daß die Steep Rock-Serie Nordamerikas von vielen Forschern heute zum Altalgonkium gestellt wird. Damit sind aber sicher belegte organische Reste im Archaikum kaum vorhanden. Das Vorhandensein niederer Lebewesen wird indessen durch das Vorkommen kohlenstoffreicher Schiefer und Kalke wahrscheinlich gemacht.

Über das Proterozoikum ist schon etwas mehr bekannt. Marine kalkfällende Algen (Cyanophyceen) sind aus Nordamerika (Belt-Serie), Afrika (Uha-Serie, Transvaal-System), Ural und Sibirien (Ripheikum) und anderwärts als *Cryptozoon, Collenia* usw. beschrieben worden. Sie treten bereits riff- und gesteinsbildend auf (Abb. 37). Im Kambrium und später sind diese „Algenstrukturen" weltweit verbreitet (Stromatolithen, Stromarien). Auch die nun häufigeren Kalke und Oolithe machen das Vorkommen niederer Lebewesen wahrscheinlich. Auf das Vorhandensein von Schizophyten weist der Shungit, eine anthrazitische Kohle in der jatulischen Formation Karelens hin.

Radiolarien (Protozoen mit kieseligem Gitterskelett) werden aus der vorkambrischen Adelaide-Serie Australiens erwähnt. Dagegen sollen die von CAYEUX aus dem Briovérien (Jungalgonkium) der Bretagne beschriebenen Gebilde keine Radiolarien (wie CAYEUX annahm) sein, sondern nach G. DEFLANDRE (1936) zu den (?) Flagellaten (Microhystricosphaeren) gehören. Sie sind etwa 10mal kleiner als heutige Radiolarien und sollen ein ursprünglich organisches Skelett gehabt haben, welches in organisch-karbonatischer Zusammensetzung fossil wurde.

Schwämme, insbesondere Schwammnadeln treten in Colorado (Chuar-Formation) auf; auch die schon genannte *Atikokania* ist noch vertreten. Die angeblichen Schwammreste in der Bretagne sind nach RAUFF zweifelhaft.

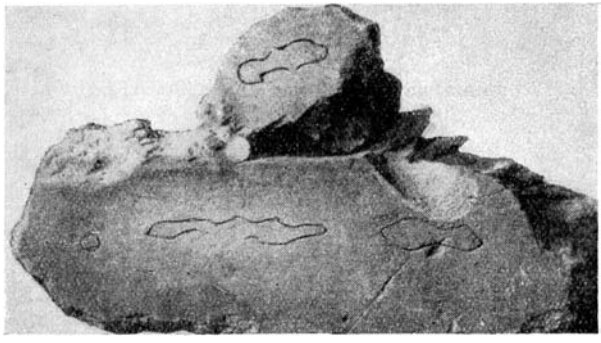


Abb. 33. *Corycium* aus bottnischen Schichten.
Nach SEDERHOLM.

Zu den Coelenteraten (Leibeshöhlentiere) gehören vielleicht Stöcke von Kalkröhren in der jatulischen Formation Finnlands (Algonkium), die METZGER (Abb. 36) als *Carelozoon* beschrieb (? Bödenkoralle); doch ist auch dieses Gebilde fraglich. Ob die in Südafrika gefundenen Kalkröhren von *Archaeocyathus* (s. bei Kambrium) proterozoisch oder kambrisch sind, steht noch nicht fest.

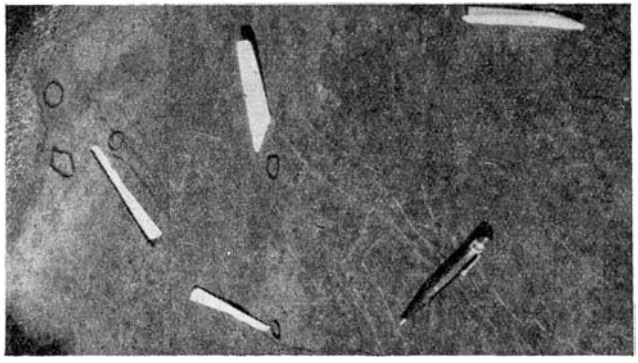


Abb. 34.
Corycium, wenig verdrückt, in steilstehenden, glazial abgeschliffenen bottnischen Schichten: Näsijärvi, Finnland. Länge der Papierstreifen 9 cm.

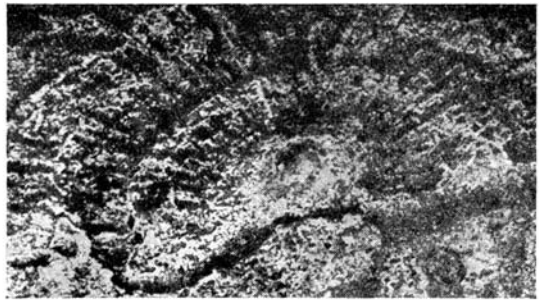


Abb. 35. *Atikokania* (? Schwamm) in archäozoischem Kalk (Steep Rock, Ontario, Nordamerika). Aus SCHUCHERT.



Abb. 36. *Carelozoon* aus jatulischen Schichten, Finnland.
Nach METZGER.

Hornschalige Brachiopoden aus der Verwandtschaft der kambrischen Linguliden (s. dortselbst) sind im Jungalgonkium Nordamerikas und Australiens bekannt *(Lingulella montana)*.

Von Schnecken treten vielleicht Napfschnecken *(? Chuaria)* und vermutliche Hyolithen in Nordamerika und Pteropoden in Australien auf (Abb. 38).

Wurmspuren sind aus der Beltformation Nordamerikas und aus der Adelaideformation Australiens beschrieben worden.

Krebse, d. h. kohlige Reste des Chintinpanzers, glaubte WALCOTT in der Beltformation nachweisen zu können (Abb. 38a); neuerdings wird diese Deutung bezweifelt (P. E. RAYMOND, 1935). Aus Australien beschreiben DAVID und TILLYARD ältere große



Abb. 37. Proterozoisches Kalkalgenriff *(Collenia)*, Montana.
Aus SCHUCHERT n. U. S. Geol. Surv.

und jüngere kleinere, primitive Gliederfüßler, unter denen die mit den späteren Merostomata verwandte Klasse der *Arthrocephala* als Besonderheit genannt sei.

Diese spärlichen Reste stehen in auffallendem Gegensatz zu der plötzlich auftretenden, reichen und differenzierten Fauna des Unteren Kambriums, mit der sie wenig gemein haben. Die Ursachen dieser Lücke, die nach DAVID und TILLYARD allerdings zeitlich recht groß sein dürfte, sind noch ganz ungeklärt.

Die starke Metamorphose, welche die organischen Reste vernichten konnte, kann wohl für die Erklärung der Fossilarmut des Archäikums, aber nicht für die der oft kaum metamorphen algonkischen Sedimente herangezogen werden.

Eher ist es wahrscheinlich, daß der Erwerb einer Schale eine späte Errungenschaft darstellt und daß die schalenlosen Tiere des Vorkambriums kaum erhaltungsfähig waren. DACQUÉ weist ferner mit Recht auf die weltweite Verbreitung eines kalten Klimas im Jungalgonkium hin (Vereisungen, s. unten), welches einer Kalkschalenbildung wenig förderlich war. In der Tat überwiegen hier und noch im Kambrium Tiere mit Horn- und Chitin-Skeletten.

Erwähnt sei ferner, daß die Verteilung von Land und Meer im Proterozoikum der heutigen ähnlich war. Wenn die erste Entwicklung der Organismen im Meere stattfand, so ist es nicht verwunderlich, daß die kontinentalen und Binnensee-Absätze des Proterozoikums so fossilarm sind. Erst die kambrische Transgression brachte die neue Marinfauna auf die Kontinentalschelfe.

Restlos gelöst ist mit diesen Erwägungen das Problem des explosiven Auftretens der kambrischen Fauna nicht.

Erwähnt sei die Hypothese von WALCOTT, wonach das organische Leben mit einzelligen, marinen Pflanzen begann, die dann im Flachmeer zum Bodenleben übergingen. In ähnlicher Weise nimmt neuerdings RAYMOND an, daß die präkambrische Fauna nektoplanktonisch war und in der Nähe der Meeresoberfläche lebte. Im Kambrium fand dann die Besiedelung des Meeresbodens mit Benthos statt. Die leichtere Ernährung und aufgespeicherte Lebens-

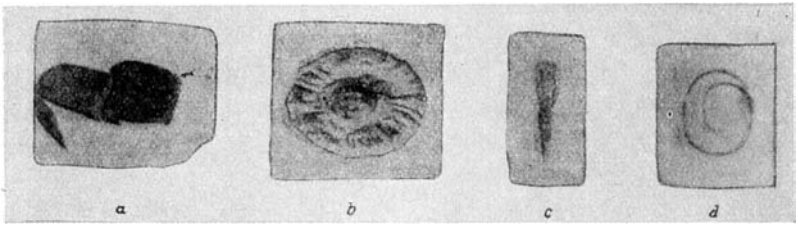


Abb. 38. Präkambrische Reste aus Nordamerika:
a Beltina-Kruster?; *b Aspidella; c Hyolithes; d* Wurm? Nach WALCOTT.

energie führte zu Größenwachstum, schneller Vermehrung (Kolonien), Differenzierung zu verschiedenen Gruppen vielzelliger Organismen und vor allem zur Ausbildung eines erhaltungsfähigen Stützskelettes. Diesen Typus einer litoralen Bodenfauna hat die frühkambrische Lebensgemeinschaft, welche dann durch eine große Transgression über die Kontinente verbreitet wird, wo sie die primitivere und spärliche Binnenmeerfauna (Belt-Serie) ablöst. Jedenfalls setzt aber die hochentwickelte kambrische Fauna eine lange vorhergehende Entwicklungszeit voraus.

3. Regionale Betrachtung

a) Der Baltische Schild

In Finnland und im östlichen Skandinavien wölbt sich ein großes Gebiet gefalteter vorkambrischer Gesteine unter einer diskordanten Decke flachlagernder jüngerer Sedimente schildförmig heraus. Nur im NW sind die kambrosilurischen Gesteine auch stark gefaltet und metamorph, und diese „Kaledonische Kette" bildet mit dem „Baltischen Schild" den alten stabilen Kern Europas – Fennoskandia (Abb. 39).

Als älteste Gesteine des Schildes gelten heute einige monotone graue Gneise Karelens (Weiß-Meer-Serie = Marealbiden), welche NNW streichen. Absolute Zeitmessungen (Radiummethode) ergaben hier Werte von weit über 1500 Millionen Jahre. Zu dieser „katarchäischen" Serie rechnete man früher auch die magnetitreichen „Eisengneise", welche in Westschweden N-S streichende Kuppeln bilden. Heute werden diese als jün-

ger betrachtet. Die erste Erstarrungskruste der Erde liegt hier jedenfalls nicht vor; doch weisen sichere superkrustale Gesteine in der nächstjüngeren Folge darauf hin, daß jedenfalls ein älterer Sockel einst vorhanden war, aber später durch Aufschmelzung wohl vollkommen umgestaltet wurde.

Zu dieser nächstjüngeren Folge rechnet man die Leptitformation (= Svionium SEDERHOLMS) in Ostschweden und Westfinnland. Die Leptite oder Hälleflinten sind sehr feinkörnige Gneise, in denen man meist alte Laven oder vulkanische Tuffe vermutet hat (Abb. 28). BACKLUND möchte in ihnen durch Stoffaustausch hochgradig veränderte Sedimente sehen, wozu ihre scharf ausgeprägte Schichtung gut paßt. Jedenfalls sind es aber superkrustal entstandene Gesteine, denen sich noch andere, meist stark metamorphe Sedimente anschließen: Quarzite, Marmore, Granat-Cordierit-Gneise, die wohl aus Peliten entstanden sind. Diese Typen sind in Finnland häufiger, in Schweden meist auf den oberen Teil der Serie beschränkt, wo sie mit Eisenerzen verknüpft sind. Nach BACKLUND beruht ihr örtliches Fehlen auf einer „Tarnung"; durch Einwirkung von Schmelzen bzw. heißen Dämpfen sollen sie in granitähnliche Gesteine umgewandelt sein, mit Ausnahme der dichten, dazu ungeeigneten Leptite.

Die superkrustale Leptitfolge ist nämlich von einer starken Gebirgsbildung betroffen worden, die mit einer intensiven magmatischen Tätigkeit verbunden war. Heute bildet sie einzelne, intensiv gefaltete Streifen und Bänder, welche sich mit vorherrschendem O-W-Streichen zwischen Kuppeln von Granit und Granitgneis hindurchwinden (Abb. 40). Großer Wert wird dabei auf die regelmäßige Eruptionsfolge gelegt. Man kann allgemein unterscheiden:

1. Synorogene (SAKSELA) oder primorogene (WAHL) Granite mit granodioritischem Charakter (kalkbetont) und Oligoklasgranite, die konkordant zu den Leptiten lagern und oft die Kerne von Leptitkuppeln bilden, wobei sie am Kontakt mit denselben gneisig (Parallelstruktur), im Inneren richtungslos körnig sind (typisch im Upsala-Gebiet). Die Intrusion erfolgte demnach während bzw. in einem frühen Stadium der Faltung.

2. Basische, gangförmige Intrusionen (Metabasalte), später zu Grünsteinen umgewandelt (verschiefert) und durch jüngere Granite aufgeschmolzen.

3. Spätorogene (SAKSELA) oder „serorogene" (WAHL) Granite mit vorwiegendem Mikroklin (kalibetont), mit oft pegmatitischem Charakter und Neigung zur Mischung mit dem Nebengestein (Migmatitbildung). Die Beeinflussung durch die Faltung ist geringer, die Konkordanz mit dem Nebengestein nicht immer verwirklicht. Vielleicht läßt sich noch eine dritte Gruppe postorogener Granite abtrennen. Diese Gruppen entsprechen zum Teil dem, was von SEDERHOLM als zweite Gruppe (Hangö-Typus) und von schwedischen Forschern als serarchäisch bezeichnet wurde. Diese Bezeichnungen erfordern den Vorbehalt, daß die Reihenfolge nicht nur einmal, sondern mindestens zweimal auftritt, entsprechend dem Vorhandensein mehrerer tektogenetischer und sedimentärer Entwicklungszyklen des Vorkambriums.

Die geschilderte Entwicklung kulminiert in der Bildung des svekofennidischen Faltenstranges (RAMSAY), welcher mit O-W-Streichen das mittlere Schweden und südliche Finnland bis zum Ladogasee durchsetzte (Abb. 39). Größenordnungsmäßig wird für diese Gebirgsbildung ein Alter von 1000 bis 1200 Millionen Jahren angegeben. Später wurde dieses Gebirge bis auf die „Wurzeln" zerstört; man nimmt aber an, daß die Zerstörungsprodukte, d. h. der Schutt, in jüngeren Ablagerungen erhalten sind.

Diese Frage hängt eng mit dem Problem der sogenannten bottnischen Formation SEDERHOLMS zusammen. In der Gegend von Tammerfors (Tampere) und weiter im N und S treten mehrere O-W streichende Zonen weniger veränderter Sedimente auf: Mächtige Konglomerate, feingeschichtete Folgen von Sandstein und Schiefer (mit den kohligen Querschnitten von *Corycium*, s. oben), Uralitporphyrite und zugehörige Tuffe und Breccien sind kennzeichnend. Eine Auflagerung auf zum Teil verwitterte granodioritische Gesteine ist nachgewiesen; andererseits wird diese Folge von Dioriten und jüngeren roten Mikroklingraniten durchsetzt. Während SEDERHOLM in allen diesen Schichten eine einheitliche bottnische Formation sah, welche nach der ersten Phase der Svekofennidenfaltung abgelagert und in einer zweiten Phase gefaltet wurde, sind heute einige Forscher (BACKLUND) geneigt, hier verschiedene Serien zu unterscheiden. Die Dioritkonglomerate und Porphyritbreccien des südlichen Streifens (Suodenniemi, Kalvola usw.) sollen der Zerstörungsphase des svekofennidischen Gebirges entsprechen und eine Depression an seinem Nordrand gefüllt haben. Die rhythmisch geschichteten Sandsteine und Konglomerate (Silanteri am Näsijärvi) sollen jünger sein und dem nächsten Zyklus angehören. ESKOLA dagegen weist darauf hin, daß die bottnischen Sedimente nach Süden in Migmatite übergehen und bezweifelt daher einen durchgreifenden Altersunterschied zwischen Svionium und Bottnium. Es könnten aber die bottnischen Gesteine zum Teil während der Svekofennidenfaltung abgelagert sein und eine Art „Molasse" dieser Faltung darstellen.

Zu den Svekofenniden rechnet BACKLUND neben dem größten Gebiet Zentralschwedens und Südfinnlands noch das kleinere, ebenfalls O-W-gestreckte Gebiet von Wasa-Härnösand, die sogenannte Bamleformation Norwegens, und vielleicht

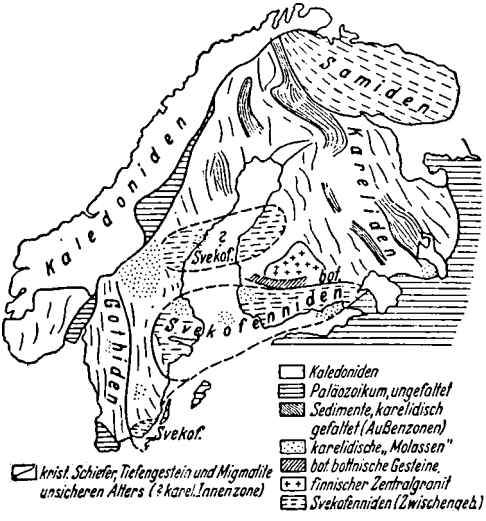


Abb. 39.
Die altersverschiedenen präkambrischen Baueinheiten Fennoskandias nach H. BACKLUND. Die Grenzen stehen noch nicht überall fest.

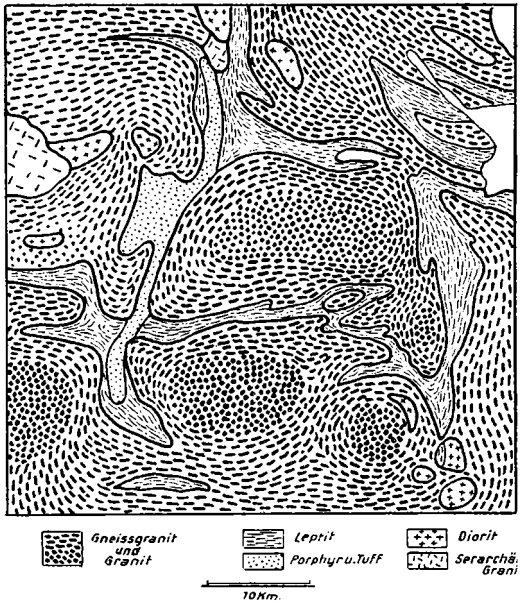


Abb. 40. Typisches Kärtchen aus der svekofennischen Leptitregion bei Upsala. Nach HÖGBOM.

einen Teil Südschwedens und Bornholm. Etwas unsicher ist noch die Stellung der Gneise auf der Kola-Halbinsel und in anschließenden Teilen Lapplands – der sogenannten Norwego-Saamiden (BACKLUND), deren Gerüst jedenfalls älter ist als der jüngere präkambrische Zyklus, aber mit den Svekofenniden nicht gleichaltrig zu sein braucht (Abb. 39).

POLKANOFF unterscheidet eine ältere Folge von Granat-Biotitgneisen mit Oligoklas- und Mikroklingraniten und abschließender saamischer Faltung (Streichen NW-SO mit Bewegung nach NO) und eine im W verbreitete jüngere Folge, zu der fein gebänderte Magnetit-Quarzite (Sydvaranger-Serie), geschieferte Amphibolite und die lappländischen Granulite gehören, eine halbmondförmige Masse vorwiegend saurer, feinkörniger, granathaltiger Gesteine. Diese Serien streichen N-S bis NNW-SSO und sind vorwiegend nach SW bewegt. SEDERHOLM verglich sie mit seinem Bottnium. BACKLUND hält es für möglich, daß die Norwegosaamiden einem besonderen, von den Svekofenniden unabhängigen Faltungsakt angehören, dessen relatives Alter noch nicht feststeht. MIKKOLA dagegen unterscheidet in Finnisch-Lappland nur die ältere Tuntsa-Savukoski-Serie, welche mit dem Svionium zu vergleichen wäre und, nach einer (? svekofennidischen) Orogenese, die jüngere lapponische Folge, zu der auch die quarzgebänderten Magnetiterze und die Granulite gehören und die schon als altalgonkisch (karelisch, s. unten) anzusehen ist. Nach ihm wäre also die saamische Faltung als selbständige Orogenese zu streichen.

Auf die Zerstörung der Svekofenniden folgte, besonders in den Randgebieten des Baltischen Schildes, eine neue Sedimentationszeit, die eine Reihe von „Formationen" schuf.

In Ost- und Nordfinnland unterschied man folgende karelische, d. h. altalgonkische „Formationen":

Ladogische Formation — mächtige Folge phyllitischer Schiefer mit Dolomiten, oben mit Quarzit.

Kalevische Formation — Schiefer, Quarzite, Kalke, gelegentlich mit geröllführendem, schieferigem Sandstein (Bodenschiefer) beginnend.

Jatulische Formation — zyklisch gegliederte Folge: unten Konglomerate und Quarzite, dann Dolomit mit *Carelozoon* bzw. Tone und Sandsteine mit Eisenerz, oben Tonmergel mit anthrazitischer Kohle (Shungit).

Früher betrachtete man diese Serien als Altersfolge, aber die Untersuchungen von ESKOLA, WEGMANN und anderen haben es wahrscheinlich gemacht, daß hier nur heteropische Gesteine annähernd gleichen Alters vorliegen, die durch ihre Lage innerhalb der sich neu bildenden Faltenketten unterschieden sind. Danach würden die zyklisch gegliederten jatulischen Sedimente am Außensaum auf älterem Sockel (Marealbiden?) als epikontinentale Fazies abgelagert sein; die kalevische Folge wäre während der Gebirgsbildung in interneren Teilen des Ablagerungsraumes gebildet (orogene Flyschfazies). Nach den Untersuchungen von VÄYRYNEN ist allerdings das Kalev im allgemeinen etwas jünger als das Jatul. Die ladogischen Schiefer endlich wären die Fazies der tiefsten, inneren Teile des Ablagerungstroges (Geosynklinale). Die beiden letzten Gruppen können von Graniten durchsetzt sein, und es scheint, daß man auch hier eine (zweite!) Folge prim- und serorogener Granite unterscheiden kann. Analoge Serien treten nach POLKANOFF auf der Halbinsel Kola auf.

In Finnisch-Lappland kann nach MIKKOLA die lapponische Serie und die etwas jüngere Kumpu-Oraniemi-Serie (Konglomerat) als Äquivalent der karelischen Folgen angesehen werden; in Nordschweden entsprechen ihnen die Kiruna-Serie und die Vakko-Formation. Die Kiruna-Serie besteht aus Grünsteinen, Konglomeraten, Grauwacken und oben vorwiegend aus Tuffen und Effusiven von syenitporphyrischem und quarzporphyrischem Charakter. Dieser sind die berühmten Magnetiterze eingeschaltet, welche als lagergangartige Intrusionen gedeutet werden. Sie werden durchsetzt von dem synkinematischen (syn- oder primorogenen) Hetta-Gneisgranit, dem etwas jüngeren Granulit, der ein großes selbständiges Massiv bildet, und von serorogenen, migmatitbildenden roten Graniten. Es wiederholt sich also auch hier der gleiche magmatische Zyklus wie am Ende des Archaikums.

Der Grad der Metamorphose ist schwächer als im ersten Zyklus, die Faltung aber recht intensiv. Dabei zeigt das Jatulikum im Osten (Abb. 41) eine normale Faltung (Schweizer Jura-Typus), während die westlicheren, inneren Zonen nach WEGMANN einer starken Deformation und Überschiebung von alpinem Charakter ausgesetzt waren (Abb. 42). Erhalten sind freilich nur die tiefsten „Wurzeln" dieser Falten, deren Tektonik aber WEGMANN durch sinnvolle Anwendung alpiner Untersuchungsmethoden teilweise enträtseln konnte. Das Streichen dieser Falten ist NW-SO bis NNW-SSO, die Bewegung nach O gerichtet; an der Grenze des alten Svekofennidischen Sockels schmiegen sich die Falten seinem O-W-Verlauf an. Man bezeichnet dieses Faltensystem als die K a r e l i d e n. Ihr Alter wird auf etwa 800 Millionen Jahre geschätzt.

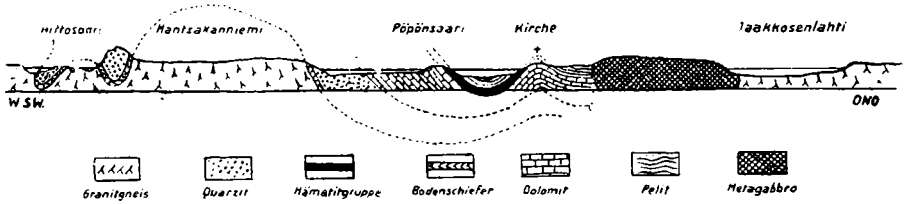


Abb. 41. Die einfachen karelidischen Falten in der jatulischen Formation Karelens. Nach METZGER.

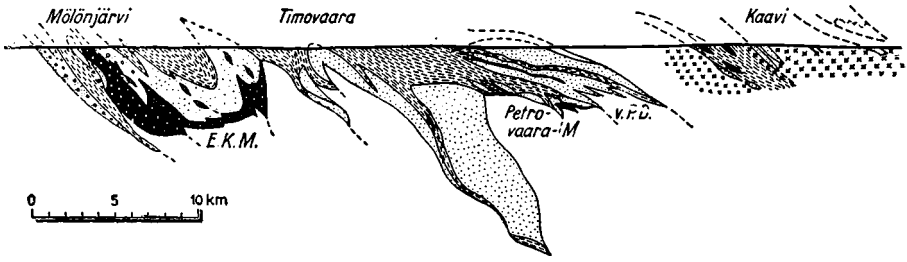


Abb. 42. Profil durch den komplizierten Faltenbau der inneren karelidischen Zonen Ostfinnlands. Osten links. Nach WEGMANN.
Weiß Gneisgranit-Sockel; *dicke* und *feine Punkte* jatulische Quarzite; *feine Punkte* kalevische Quarzite; *kurze Striche* Phyllit und Glimmerschiefer; *schwarz* mit *weißen Punkten* Grünsteine; *Kreuze* jüngere Granite; *E. K. M.* Eno-Kontilahti-Massiv; *V. P. D.* Schuppen der Vesivaara- und Paltamo-Decke.

Jenseits des svekofennischen Sockels von Mittelschweden herrscht in Westschweden und Südnorwegen wieder N-S-Streichen. Außer dem gewaltigen kuppelförmigen Massiv der Eisengneise (s. oben), welche heute als Zentralzone dieses jüngeren Gebirgssystems aufgefaßt werden, sind hier zahlreiche, wenig metamorphe kleine Gebiete jüngerer „Formationen" bekannt. Es handelt sich wieder um Quarzite, Glimmerschiefer und dolomitische Kalke. Dazu gehören: die Telemarkformation Südnorwegens, die Ämal-, Wästanå-, Norrsjö- und die etwas jüngere Dalformation Schwedens. Am Wenernsee sind Überschiebungen der Eisengneise über diese Folgen (nach Osten) be-

kannt. Anscheinend sind eine Anzahl bedeutender Granitmassive des mittleren und südlichen Schwedens als prim- und serorogene Granite diesem Zyklus zuzuordnen; im einzelnen bestehen hier allerdings noch Unklarheiten. Dieses Gebirgssystem wurde von MAGNUSSON und WAHL als Gotiden bezeichnet und einem besonderen, älteren (etwa 940 Millionen Jahre) Zyklus zugeordnet. Nach BACKLUND kann man dasselbe aber mit den Kareliden zu den Gotokareliden vereinigen. Die Gotokareliden umfließen nach ihm die Reste der stabilen Scholle der Svekofenniden, welche ein altes „Zwischengebirge" darstellen. Im Norden trennen diese Faltenzüge die Svekofenniden von den Norwegosaamiden (Kola), die POLKANOFF als sehr alt, WAHL aber als jüngsten vorkambrischen Gebirgszug (etwa 612 Millionen Jahre) ansieht, deren Selbständigkeit jedoch wie gesagt noch zur Diskussion steht.

Das gotokarelidische Faltengebirge wurde ebenfalls in vorkambrischer Zeit vollständig eingeebnet. Die Zerstörungsprodukte (detraktive Sedimente oder Molasse) sind teilweise erhalten, vor allem im Bereiche einer anscheinend uralten Depression, welche mit O-W-Streichen auffallend der Grenze von Svekofenniden und Gotokareliden folgt. Innerhalb dieser Serien kann man drei Folgen trennen: die ältere Noppi-Serie oder das Hoglandium, die Rapakiwi-Granite und den jotnischen oder Dalasandstein.

1. Das Hoglandium SEDERHOLMs oder die Noppi-Formation v. ECKERMANNs ist durch seltenere Quarzite und vor allem durch Porphyre und andere Ergußgesteine gekennzeichnet; neben dem Vorkommen auf Hogland (finnischer Golf) und den Dalaporphyren von Dalarne gehören hierher die braunen und roten Ostseeporphyre (Bottenmeerporphyre) in der Umrandung der Ålandsinseln (vorwiegend als Diluvialgeschiebe bekannt. Nach BACKLUND gehören die Granite der dritten Gruppe SEDERHOLMs und vielleicht der ungepreßte Stockholmgranit in diese älteste postkarelidische Folge; sie ist vor allem in der alten Depression des Bottnischen Meerbusens erhalten.

2. Der Rapakiwi ist ein Granit, welcher sich in 5 größeren (Salmi am Ladogasee, Wiborg, Nystad-Satakunta, Ålandsinseln, Dalarne) und einigen kleineren (Nordingra, Ragunda) Vorkommen im Bereiche der oben erwähnten O-W-Zone findet und meist mit roten jotnischen Sandsteinen vergesellschaftet ist. Die Hauptmasse dieser Sandsteine ist zwar jünger, doch ist es v. ECKERMANN gelungen nachzuweisen, daß die Rapakiwigranite schild- oder lagergangförmig in Sandsteine eindrangen, und zwar in drei Generationen; jeweils sollen die jüngeren Sandsteine diskordant zu den älteren liegen und Brocken des älteren Rapakiwi enthalten. Da die Rapakiwis zum Teil den Sandstein ersetzen und ihr Dach vor Ablagerung der jüngeren Serie zerstört wurde, ist von diesen begleitenden Sedimenten selten etwas erhalten.

Der Rapakiwi (fauler Stein) ist ein roter Granit mit granophyrischer (Verwachsung von Quarz und Feldspat) Grundmasse und oft (nicht immer) mit großen Einsprenglingen (Ovoiden) von Orthoklas, welche gelegentlich einen grünlichen Saum von Plagioklas besitzen (Abb. 43). Kennzeichnend ist die durchaus richtungslos-körnige Struktur (keine Pressung), die bankförmige, durch Verwitterung betonte Absonderung und ein regelmäßiges orthogonales Kluftnetz. Gewisse Eigenarten der Struktur, Ausscheidungsfolge, Lagerung und des Chemismus haben BACKLUND zur Auffassung geführt, daß es sich nicht um echte magmatische Gesteine, sondern um nachträgliche „Granitisierung", d. h. Ultrametamorphose der Sandsteine handelt; diese Auffassung ist allerdings heute noch lebhaft umstritten. Mit dem Rapakiwi sind meist gangförmige Diabase mehrerer Generationen vergesellschaftet.

3. Der jotnische Sandstein oder Dalasandstein im engeren Sinne ist ein später gebildeter, grobkörniger, meist bunt gefärbter quarzitischer Sandstein, welcher in fast horizontaler Lagerung große Bereiche der genannten O-W-Zone überdeckte, heute aber nur in wenigen Vorkommen erhalten ist. Lagen von grünlichgrauen und roten Schiefertonen sind häufig; Kreuz-

schichtung, Wellenfurchen und Trockenrisse zeugen von fluviatiler oder Windsedimentation in trockenem Klima (Abb. 44). Wir werden sehen, daß solche roten Sandsteinfolgen auch später die letzten Einebnungsphasen eines Faltengebirges kennzeichnen; daher spricht SEDERHOLM von „Oldest Red" (Old Red im Devon, New Red-Trias). Es sind die letzten Produkte der Zerstörung des Gebirges (Spätmolasse).

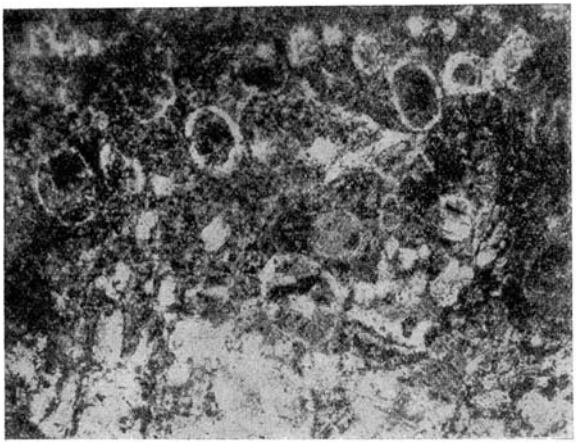


Abb. 43. Rapakiwi aus dem Massiv von Wiborg. Man beachte die großen, in Wirklichkeit roten Orthoklaseinsprenglinge (Ovoide) mit heller (in Wirklichkeit grünlicher) Plagioklas-Schale. Nach MENDE aus K. RICHTER. Deutscher Boden IV.

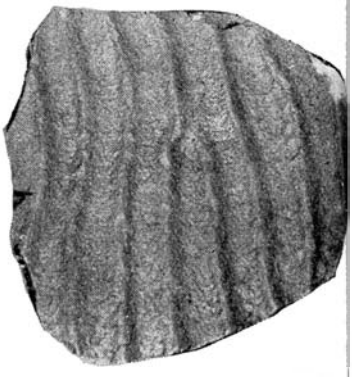


Abb. 44. Jotnischer Sandstein (rot) mit Wellenfurchen. Satakunta, Westfinnland.

b) Großbritannien

In NW-Schottland und auf den Hebriden ist diskordant unter fossilführendem Kambrium liegendes Urgebirge vorhanden (Abb. 45).

Als ältestes gelten die stark gefalteten, NW-SO streichenden lewisischen Gneise. Man unterscheidet innerhalb derselben eine ältere Folge von Fundamentalgneis, verknüpft mit Quarziten, Glimmerschiefern und Kalken (Loch-Maree-Serie), und eine jüngere Gruppe basischer Eruptivgesteine.

Auf dem lewisischen Gneis liegt diskordant der bis zu 6000 m mächtige Torridon-Sandstein, eine Folge roter und brauner Sandsteine, Arkosen, Konglomerate, Schiefer und – seltener – Kalke. Diese Folge ist nicht metamorph und kaum gefaltet; sie liegt als Füllmasse einem alten Relief auf und stellt also eine Spätmolasse analog dem Jotnium Finnlands dar; sie wird schwach diskordant von Kambrium überlagert (assyntische Phase STILLES). In viel späterer Zeit (Silur) ist auf die Torridon-Sandsteinplatte von SO eine Folge von kristallinen Schiefern geschoben worden, welche weiterhin die Hauptmasse der nördlichen Hochlande bilden.

Innerhalb der Hochlande unterscheidet man zwei Folgen: im Nordwesten liegen die hochmetamorphen Moinegneise, granulitische Gneise (? metamorphe Arkosen)

und Biotitschiefer; im Südosten folgt das Dalradian, eine wechselvolle Serie von Phyllit, Kalk, Quarzit und Konglomerat mit basischen Ergußgesteinen. Beide Folgen sind stark gefaltet und streichen NO-SW, d. h. senkrecht zum lewisischen Gneis.

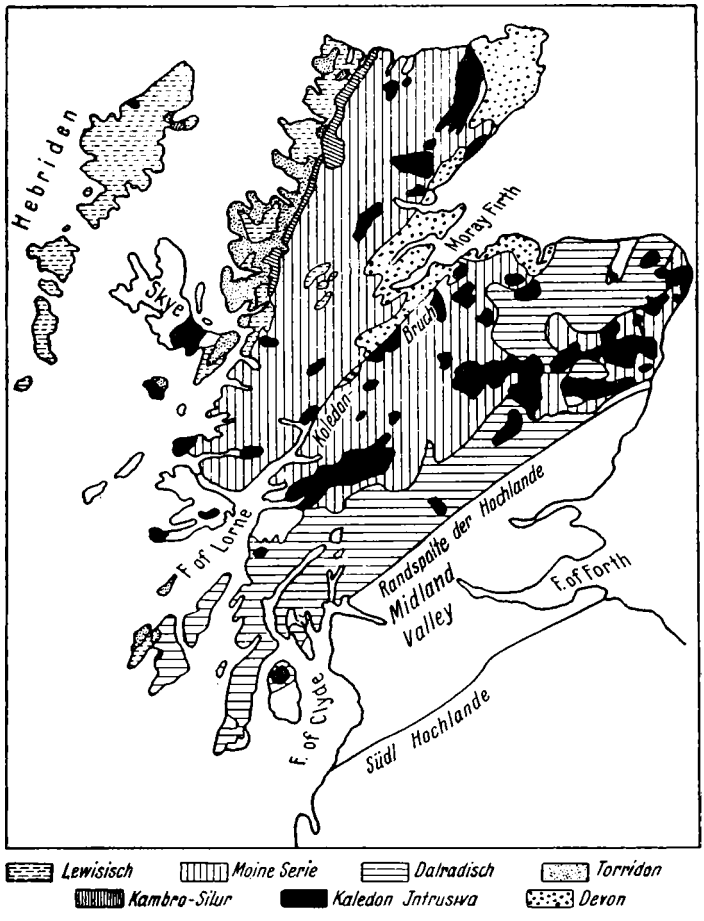


Abb. 45. Die nördlichen Hochlande Schottlands. In der Midland Valley, einer Senke, liegen Devon und Karbon, in den südlichen Hochlanden Kambrosilur.

Das Alter dieser Serien steht noch nicht fest. Die neueste Auffassung (BAILEY) besagt, daß die Moinegneise ein metamorphes Äquivalent des Torridonsandsteins darstellen, während die dalradische Serie vielleicht etwas jünger ist und den Sparagmiten Norwegens, d. h. dem sogenannten Eokambrium entsprechen könnte, auf welches noch zurückzukommen sein wird. J. G. C. ANDERSON hält es sogar für möglich, daß im oberen Dalradian noch das Kambrium mit enthalten ist (1952, Intern. Geol. Kongreß, Algier). Die Schwierigkeit der Deutung beruht darauf, daß die Hochlande von der

kaledonischen Faltung und Metamorphose betroffen worden sind. Indessen sind auch in Nordirland, auf Anglesey und in Shropshire Gesteine bekannt, die von Kambrium überlagert werden oder in diesem als Gerölle auftreten.

In Mittelengland wird diese Serie nach WATTS von oben nach unten wie folgt gegliedert:
Pontesfordian (westl. Llongmyndian). Vorwiegend bunte Sandsteine und Arkosen.
Llongmyndian (östl. Llongmyndian). Vorwiegend Schiefer mit vulkanischen Produkten.
Uriconian (Shropshire) oder Pebidian (Pembrokeshire). Vorwiegend saure Erguß-gesteine (Rhyolithe) und Tuffe.

Die oberen Teile der Folge entsprechen wohl dem Torridonsandstein (jotnisch); die tieferen erinnern an die Noppiformation. Auf Anglesey liegen sie diskordant auf einer älteren metamorphen Folge. Im allgemeinen gehören sie schon dem abweichenden, mitteleuropäischen Typus der Jungalgonkiums an, den STILLE als geosynklinale Bildung auffaßt.

c) Mitteleuropa

Innerhalb des mitteleuropäischen Streifens zwischen dem Atlantik und der russischen Tafel ist das Präkambrium meist tief versenkt und durch jüngere gebirgsbildende Vorgänge umgeprägt. Eine so eindeutige Gliederung wie in Skandinavien ist nirgends möglich. Es lassen sich indessen zwei Zonen von etwas verschiedenem Charakter unterscheiden.

α) Nördliche sandig-schieferige Zone von geringer Metamorphose

Das typische und am besten erschlossene Gebiet ist Nordböhmen. In den Flanken der Prager Mulde liegen unter diskordant auflagerndem Mittelkambrium mächtige Grauwacken und Schiefertone mit eingelagerten dichten, basischen Ergußgesteinen (Spiliten); diese gestatten nach KETTNER eine Gliederung in eine nachspilitische Stufe mit Spilitgeröllen, in eine Spilitstufe, in der auch Kieselschiefer und Alaunschiefer auftreten und in vorspilitische Dachschiefer und Grauwacken, welche nach der Tiefe in Glimmerschiefer übergehen. Im Süden kommt unter dem Präkambrium ein jüngerer, karbonischer Granit zum Vorschein. Im Norden besteht wahrscheinlich eine Auflagerung auf ältere Gneise. Jedenfalls bildet dieses „Algonkium von Prag" den jüngsten Teil des Vorkambriums.

Ähnliche, wenig metamorphe Gesteine sind im Elbtal bei Meißen und Strehla als Weesensteiner Grauwacken (nach PIETZSCH) bekannt. Einen höheren Grad der Metamorphose besitzen die von Kambrium überlagerten Phyllite und Glimmerschiefer des Erz- und Fichtelgebirges und die sedimentären Gneise des Erzgebirges. Das Alter der Metamorphose, die mit Gneisgraniten im Zusammenhang steht, ist noch umstritten (assyntisch oder jünger). Auch die Alterszugehörigkeit des sächsischen Granulites (heller Gneis mit Orthoklas, Quarz, Granat, Cyanit) und seines metamorphen Mantels ist noch nicht eindeutig festgelegt.

In Ostthüringen liegt unter Ordovizium (Tremadoc) folgende Serie (v. GAERTNER 1934, 1944):

Goldistaler Schichten — mausgraue Schiefer mit Wetzschiefern, unten Konglomerat,
Mellenbacher Schichten — Schiefer mit Bänken von quarzitischer Grauwacke, die Wellenfurchen zeigt,
Katzhütter Schichten — schwarze Grauwacken mit weißen Punkten in 1 bis 2 m starken

Bänken zwischen schwarzen, zum Teil phyllitischen Schiefern und sehr feinklastischen Graphit-Quarziten (Metakieselschiefern),

Kernzone — petrographisch ähnlich, aber höher metamorph.

Die Goldistaler Schichten gehören wahrscheinlich ins Kambrium; die Bedeutung und Beschaffenheit ihrer Liegendgrenze ist noch nicht einwandfrei geklärt. Die Katzhütter Schichten sind wohl sicher Algonkium.

Im Algonkium treten Gänge von Porphyroiden und ein anscheinend auch schon alter Granit (Glasbach) auf.

Weiter im Westen fehlt sicheres Kambrium, so daß ein sicherer Beweis für das Alter der Phyllite und Glimmerschiefer im westlichen Thüringer Wald und der Phyllit-Quarzit-Serie im nördlichen Spessart nicht möglich ist, zumal eine jüngere Metamorphose die Entscheidung erschwert.

Noch weiter im Westen treten erst in der Normandie und Bretagne präkambrische Gesteine wieder zutage. Dieses sogenannte Briovérien (BARROIS) liegt auf Glimmerschiefern und Granitgneisen und besteht vorwiegend aus Phylliten (St. Lô) mit seteneren Kalk- und Sandsteineinlagen oder aus basischen Ergußgesteinen und Tuffen (phtanites de Lamballe). In den Phylliten treten Kieselschiefer auf, in denen CAYEUX organische Reste nachwies (s. S. 75). Die Grenze gegen das Kambrium steht nicht überall fest. In der Normandie liegt zwar diskordant auf den St.-Lô-Phylliten eine Folge von bunten Konglomeraten und Schiefern, Kalken und Sandsteinen, die neuerdings unterkambrische Fossilien geliefert hat, aber in der zentralen Bretagne sollen Teile der Briovérien, die ähnliche Konglomerate führen, kambrisch sein, ohne daß eine deutliche Grenze anzugeben wäre. Die Lamballe-Schiefer treten in diesen Konglomeraten aber schon als Gerölle auf.

Es ist auffallend, daß in diesem ganzen Streifen das Präkambrium schieferig ausgebildet und wenig metarmorph ist. Offensichtlich handelt es sich um jüngeres Vorkambrium, also wohl um Äquivalente des Hoglandiums und Jotniums, vielleicht auch des Eokambriums (Sparagmitformation = Dalradian, s. unten). Die Fazies ist aber eine andere, da die roten Sandsteine fehlen. Das deutet auf Bildung in einer tieferen Senke. Entsprechend faßt STILLE neuerdings alle diese Bildungen als Sedimente einer jungalgonkischen Geosynklinale auf.

β) Südliche Zone hochmetamorpher Gesteine

Südlich von dieser Zone erscheint wieder eine andere Fazies des Präkambriums, von der auch nur einzelne Schollen bekannt sind.

Im Asov-Podolischen Massiv in Südrußland ist ein Vergleich mit Fennoskandia durchaus möglich. Die älteste Folge besteht aus Biotitgneisen, Glimmerschiefern und Marmorlagern mit darin eingedrungenen, teils gneisartigen, teils massigen Graniten, Charnockiten, Granodioriten. Das Streichen ist vorwiegend NW-SO. Offenbar entspricht dieses „Gerüst" dem Svionium Finnlands. Darauf liegen, nur in einzelnen N-S streichenden Muldenkernen erhalten, zyklisch gegliederte Sedimente: Konglomerat, Schiefer, Quarzit mit bedeutenden Eisenerzlagern (Krivoj Rog), bunte kohlige Schiefer (Abb. 46). Diese Folge ist neuerdings auch weiter im Norden (Gouvern. Kursk) erbohrt; hier streicht sie NW-SO und ist mit Marmoreinlagerungen verknüpft. Eine starke Faltung und Überschiebungen nach Osten sind nachweisbar. Es ist eine Wiederholung der Kareliden Finnlands. Als jüngstes treten endlich

Gabbro-Norite, echte Rapakiwigranite mit Diabasgängen und ein roter Sandstein (Owrutsch) auf. Diese Übereinstimmung sichert das präkambrische Alter, welches hier unmittelbar, infolge Fehlens von Kambrium, nicht zu beweisen ist.

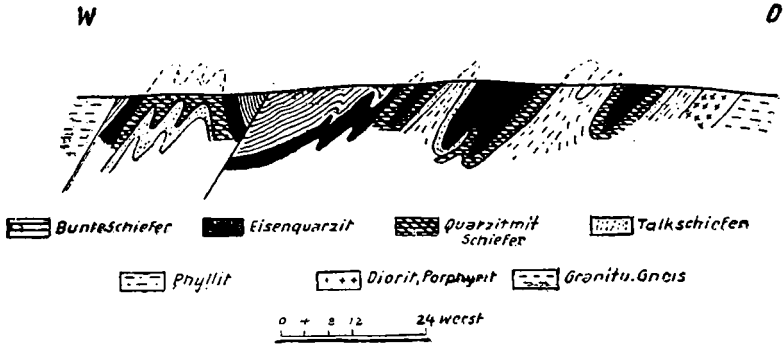


Abb. 46. Profil durch die präkambrische Eisenerzlagerstätte Krivoj Rog im Asov-Podolischen Block. Nach SVITALSKI aus v. BUBNOFF, 1926.

In der Böhmischen Masse zwischen Bayern und Mähren liegt südlich von dem besprochenen Präkambrium von Prag ein großes Areal hochmetamorpher Gesteine[1]), bekannt als Moldanubische Scholle (Moldau-Donau-Gebiet). WALDMANN unterschied hier alte Paragneise (mit Graphitlagern), darin basische Intrusivgesteine, später saure Intrusionen mit Mischgesteinsbildung (Granulitmagma) und endlich jüngste Granitgneise (Gföhler Gneise). Das Moldanubikum bildet einen großen, nach S konvexen Bogen, dessen Ostflanke in Mähren N-S streicht, während die Westflanke (Bayrisch-böhmischer Wald) SO-NW-Streichen besitzt (Abb. 47.) Im Innern und an den Flanken sind große junge (karbonische) Granitmassen eingeschaltet; die Randteile im O und SW sind im Jungpaläozoikum auf die Umgebung überschoben und dabei zum Teil in Glimmerschiefer rückverwandelt.

Das Alter des Moldanubikums ist bis heute nicht sicher erwiesen, da eine unmittelbare Überlagerung durch das Algonkium von Prag nicht bekannt ist. Einige Forscher sehen darin sogar metamorphe paläozoische Sedimente (Metamorphose durch karbonischen Granit). Indessen sprechen verschiedene Gründe doch dafür, daß es sich um Ablagerungen eines älteren präkambrischen Zyklus handelt.

Im Schwarzwald und in den Vogesen liegen die Verhältnisse ähnlich: mit vorwiegendem NNO-SSW-Streichen treten hier ältere Sedimentgneise (Renchgneise) mit Graphit, Marmorlinsen und Amphibolitlagern und jüngere Granitgneise (Schapbachgneise) auf, die miteinander in konkordantem Verband stehen und auch Mischgesteine bilden. Sie sind jedenfalls älter als die durchsetzenden karbonischen Granite und als die auflagernde Oberdevon-Kulm-Serie. Da in den Nordvogesen auch nichtmetamorphes Kambrosilur auftritt, und da die Gesteine dem Moldanubikum gleichen, ist ein präkambrisches Alter wahrscheinlich.

Das französische Zentralplateau weiter im Westen zeigt ganz ähnliche Verhältnisse; auch hier sind große Massen von Ortho- und Paragneisen mit Graniten

[1]) Die alte Einteilung GÜMBELS in bojische und hercynische Gneise ist heute gegenstandslos.

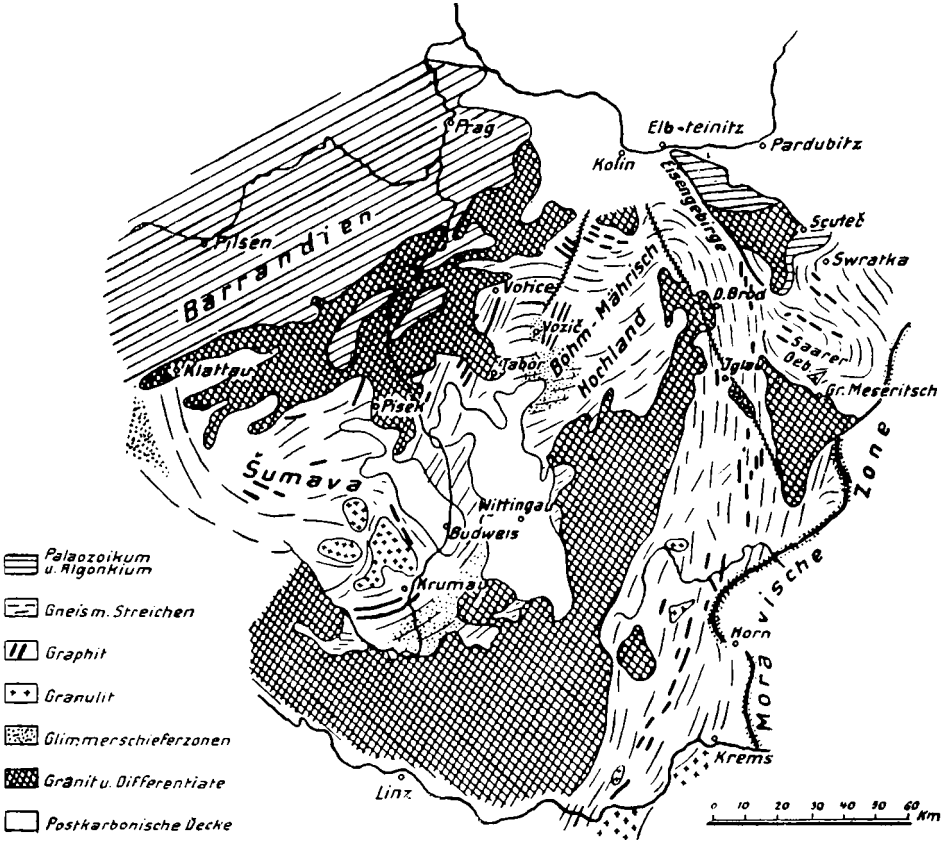


Abb. 47. Der östliche und mittlere Teil des Moldanubikums in Böhmen. Aus v. BUBNOFF, 1930.

und Sedimenten des jungpaläozoischen Zyklus eng verknüpft und daher nicht immer eindeutig einzuordnen. Da im Süden (Montagne Noire) auch nichtmetamorphes Kambrium bekannt ist, dürfte jedenfalls ein Teil dieser Gneise präkambrisch sein.

Die gleichen Erwägungen gelten auch für die „Iberische Masse", das Grundgebirge Mittel- und Westspaniens und Portugals. Eine eindeutige Trennung von den metamorphen jüngeren Gesteinen ist hier noch nicht überall erfolgt.

In den Alpen sind in der Zentralzone der Westalpen (Aar-Massiv usw.) und besonders in den Ostalpen (Muralpen) Gneise bekannt, welche durchaus denen des Moldanubikums und Schwarzwaldes entsprechen. Jüngere Gebirgsbildungen erschweren auch hier die Altersbestimmung.

Mit einiger Wahrscheinlichkeit ergibt sich daraus, daß südlich der mitteleuropäischen „Mulde" mit ihrem wenig metamorphen Jungpräkambrium wieder ein alter Rücken mit hochmetamorphen älteren, präkambrischen Gesteinen lag. In Osteuropa ist die Sachlage eindeutig. Im Westen können in bezug auf das Moldanubikum und die

analogen Gesteine vom Schwarzwald bis Portugal noch einige Zweifel obwalten, da hier auch jüngere Metamorphosen mitwirkten (polymetamorphe Gesteine). Doch ist in vielen Fällen eine vorkambrische Metamorphose mindestens wahrscheinlich; das spricht für die Existenz eines uralten, vorkambrischen O-W-„Rückens", der sich von Podolien bis zum Atlantik erstreckte (Frankopodolische Masse).

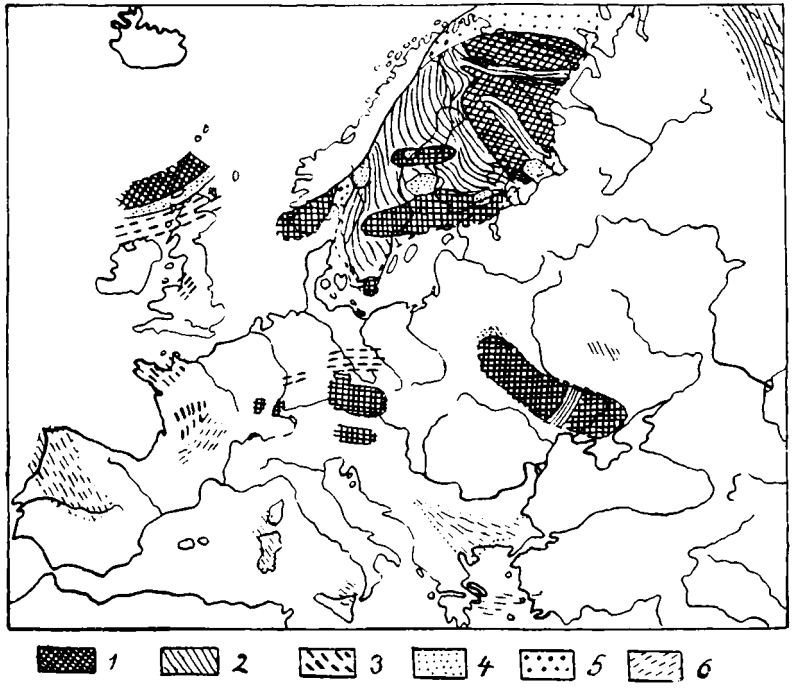


Abb. 48. Oberflächliche Verbreitung von sicherem und möglichem Vorkambrium. 1. Älteres Vorkambrium, 2. Jüngeres Vorkambrium, 3. Jüngstes Vorkambrium schieferig, 4. desgleichen sandig und Rapakiwi, 5. Eokambrium, 6. Kristallin unbekannten Alters

d) Südeuropa

Im Bereiche des jungen mediterranen Faltengürtels, dessen Nordsaum die Alpen bilden, ist sicheres Präkambrium selten; die Überprägung durch junge Faltung und Metamorphose erschwert auch hier die Entscheidung. Präkambrisches Alter hat wohl das Grundgebirge Korsikas und Sardiniens, da auf letzterer Insel auch fossilführendes, nichtmetamorphes Kambrium auftritt. Kristalline Schiefer sind auch von Kalabrien, Nordsizilien (peloritanisches Massiv), vom mittleren Balkan und aus der Ägäis bekannt (orientalisches Massiv), doch sind dieselben hier zum Teil sicher jünger (paläozoisch).

e) Das Präkambrium Nordamerikas

Das aufschlußreichste Gebiet ist der Kanadische Schild (Abb. 49), welcher neben Zentral- und Ostkanada auch Teile des arktischen Archipels und Grönlands umfaßt, sofern letzteres nicht einen besonderen Schild (L. KOCH) darstellt. Die Analogie mit dem Baltischen Schild wird dadurch unterstrichen, daß dieses Gebiet im Süden von einem Saum diskordant und flach auflagernder altpaläozoischer Sedimente umgeben ist. Die noch vielfach umstrittene Gliederung kann wie folgt dargestellt werden.

Archaikum. Über die ältesten Gesteine ist noch wenig bekannt. Nach HOLMES sollen im Westen mehrere Zyklen vorhanden sein, deren Gesteine parallel zur Schildgrenze (NNW-SSO) streichen und älter sind als der laurentische Zyklus des Westens.

Der Manitoba-Zyklus (Winnipeg-See) umfaßt Quarzite, Grauwacken, vulkanische Gesteine und endet mit basischen Gesteinen (mit Migmatiten); radioaktive Mineralien in zugehörigen Pegmatiten sprechen für ein Alter von 1750 bis 1900 Millionen Jahren.

Der nächste Zyklus ist zweigeteilt und umfaßt wiederum verschiedene Sedimente und Vulkanite, deren Ablagerung zweimal durch Gebirgsbildung und Granitintrusionen unterbrochen wird. Diese Folgen treten am großen Bärensee, am See Atabaska und in den Black Hills von Dakota auf. Der ältere Dakota-Zyklus soll vor etwa 1584 Millionen Jahren, der jüngere Bärensee-Zyklus vor etwa 1350 Millionen Jahren abschließen.

Sichereren Boden betritt man mit dem ältesten, laurentischen Zyklus des Ostens. Die Basis bildet das Coutchiching, eine superkrustale Serie von Gneisen, Glimmerschiefern und Quarziten mit Magnetit und Jaspis. Jünger sind die damit verknüpften mächtigen, basischen Laven und Tuffe des Keewatin (Rainy-Lake-Gebiet), denen gelegentlich Konglomerate, Grauwacken und Schiefer (angeblich Süßwasserbildungen) eingelagert sind. Der Zyklus schließt ab mit einer Gebirgsbildung und der Intrusion der laurentischen Granitgneise, welche gewaltige Areale einnehmen und früher als die ältesten Gesteine angesehen wurden. Das Streichen ist NO-SW. Das Alter beträgt nach HOLMES 1027 bis 1050 Millionen Jahre, d. h. analog den Svekofenniden.

Algonkium. Auf die laurentische Gebirgsbildung folgt eine starke Abtragung; die Zerstörungsprodukte wurden nach CHAMBERLIN nördlich von dem laurentischen Gebirge in einer Senke abgelagert. Die Fazies wechselt, und daher sind die stratigraphischen Beziehungen zwischen den einzelnen Bezirken noch nicht restlos geklärt. Nördlich vom Huron-See liegt, anscheinend auf den Keewatin-Laven, ein 6000 bis 8000 m mächtiger Komplex von klastischen, deltogenen Sedimenten, das Timiskaming; stellenweise ist zwar zwischen beiden Folgen eine Winkeldiskordanz beobachtet worden, aber anderwärts scheinen die Tuffe und Laven des Keewatin mit den hangenden, klastischen Sedimenten zu wechsellagern. Weiter im Westen, am Oberen See, liegen diskordant auf den laurentischen Graniten faziell sehr wechselvolle Sedimente: die Steeprock-Serie mit Kalken *(Atikokania* Abb. 35), die Seine-Serie oder die Knife-Lake-Schiefer; möglicherweise liegen hier zwei Zyklen vor (PETTIJOHN). Dieser Zyklus endet mit der algomischen Gebirgsbildung (Algoma-Gebiet im westlichen Ontario), welche SW-NO streicht und mit gewaltigen Intrusionen von jüngeren (algomischen) Graniten verknüpft ist.

Es ist noch heute umstritten, ob die aufgezählten mächtigen Schichtfolgen nicht zum

Archaikum zu rechnen seien, gleichsam eine Molasse der laurentischen Orogenese darstellend, oder ob sie, wie STILLE im Anschluß an LAWSON annimmt, mit dem unteren Huron anderer Gebiete gleichzusetzen sind. Nach CHAMBERLIN wurden in der nachalgomischen Einebnungszeit die Zerstörungsprodukte dieses Gebirges südwärts in das Unterhuronbecken von Penoke verfrachtet und bildeten im Gebiet des Huronsees die Bruce-Serie, eine vorwiegend klastische Folge von 900 m (im N) bis 4000 m (im S). Dann erst griff die Sedimentation auf ein viel größeres Gebiet über. Die Diskordanz zwischen unterem und oberem Huron wird daher von einigen Forschern der algomischen Faltung gleichgestellt, während andere sie als Abschluß eines selbständigen Zyklus betrachten. Das Alter der algomischen Faltung veranschlagt HOLMES nach radioaktiven Messungen auf 740 bis 780 Millionen Jahre; sie ist also den Gotokareliden mehr oder weniger vergleichbar.

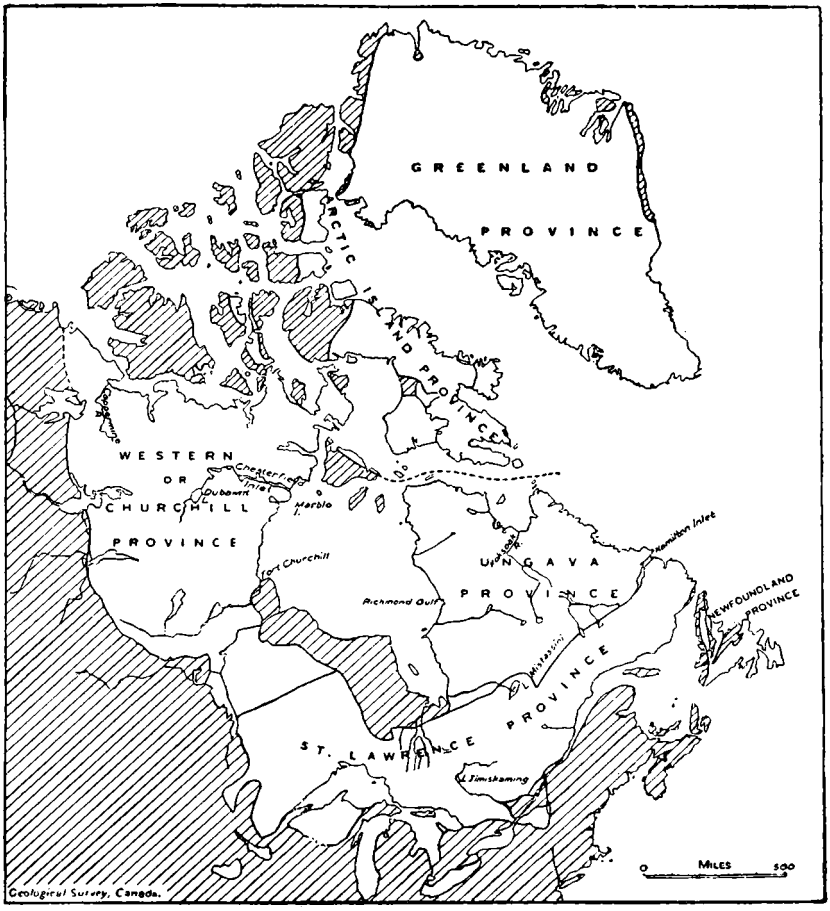


Abb. 49. Die Verbreitung des Präkambriums im Kanadischen Schild und in Grönland. Die flach auflagernde jüngere Decke ist schraffiert. Aus BALK, 1939.

Im oberen, übergreifend lagernden Huron unterschied man früher die tiefere Kobalt-Serie und die höhere Animikie-Serie. Die erste besteht aus mächtigen (4000 m), vorwiegend kontinentalen Bildungen (Konglomerate, Quarzit, Dolomit, Schiefer, Eisenerze), an deren Basis das Gowganda-Konglomerat, ein Tillit mit gekritzten Geschieben, also ein Zeuge glazialen Klimas lagert. Die Animikie-Formation setzt sich unten aus Flachwasserbildungen mit bis zu 300 m mächtigen Lagern von sedimentären, oolithischen Roteisenerzen zusammen, während oben dunkle, kohlereiche Schiefer vorwalten.

Heute wird angenommen, daß der tiefere Teil des Animikie mit der Kobalt-Serie äquivalent ist. Es sei noch erwähnt, daß die stärker gefaltete, höher metamorphe Greenville-Serie (Ontario), welche früher als archäisch bezeichnet wurde, heute meist als Äquivalent des unteren und mittleren Hurons in metamorpher Fazies angesehen wird.

Das Animikie leitet einen neuen Sedimentationszyklus ein, zu dem noch das hangende Keweenawan gehört, eine mächtige Folge von kontinentalen Konglomeraten und roten Sandsteinen mit darüberliegenden, gewaltigen Massen von vulkanischen Tuffen und Ergußgesteinen von meist basischer Zusammensetzung. Die maximale Mächtigkeit wird im nördlichen Michigan und Wisconsin auf 50 000 Fuß geschätzt. Es ist eines der größten bekannten Vulkangebiete. Mit den Eruptionen sind die reichen Vorkommen von Nickel, Kobalt und Silber in Kanada, von Kupfer (zum Teil gediegen Kupfer) in Kanada und im Norden der Vereinigten Staaten verknüpft.

Zwischen Animikie und Keweenawan besteht gelegentlich eine schwache Diskordanz, doch ist die Lagerung beider ziemlich flach und die Metamorphose gering. Nur im Timiskaming-Gebiet ist eine jüngere Gebirgsbildung bekannt, mit der die Intrusion der Killarney-Granite und weit verbreiteter, etwas jüngerer Diabasgänge verknüpft ist.

Auf dem Keweenawan liegt ohne scharfe Grenze der rote Lake-Superior-Sandstein, über den diskordant fossilführendes Oberkambrium übergreift. Das Alter ist nicht sicher; jedenfalls besteht nach Ablagerung dieses Sandsteins eine größere Lücke, die WALCOTT als Lipalian-Intervall (von *λείπειν* = fehlen) bezeichnet hat.

Mit Sicherheit lassen sich also zwei Faltungszeiten unterscheiden: eine ältere laurentische, welche das Archaikum abschließt, und eine jüngere algomische, welche das gefaltete Altalgonkium von dem meist flach liegenden Jungalgonkium abtrennt.

Außerhalb des kanadischen Schildes sind zwei Gebiete algonkischer Gesteine von Bedeutung:

Die Belt-Serie der Rocky Mountains (Montana, Idaho und Britisch-Kolumbien) besteht aus etwa 4500 bis 10 000 m Sandstein, Schiefer und Kalk, welche wahrscheinlich in einem Binnenbecken abgelagert worden sind und durch das Vorkommen von organischen Resten (Wurmröhren, Krebsen, Kalkalgen) eine Berühmtheit erlangt haben. STILLE sieht in ihr den Typus des geosynklinalen Jungalgonkiums (beltotyp). Die Schichten sind gefaltet und werden von Mittelkambrium überlagert.

Im großen Cañon von Colorado liegt an der Basis dieses großartigsten geologischen Profils der Welt stark gefalteter und von Eruptivgesteinen durchsetzter kristalliner Schiefer (Vishnu-Schichten); mit einer scharfen Winkeldiskordanz folgen bis zu 4000 m mächtige, wahrscheinlich algonkische Schichten, welche man in die ältere Unkarformation (Sandsteine, Dolomite, Kalke und basische Eruptivdecken) und die jüngere Chuar-Formation (vorwiegend bunte Sandsteine von kontinentalem oder Delta-Charakter) gliedert. Diese Schichten sind nicht gefaltet, aber schief gestellt und diskordant von horizontal lagerndem Kambro-Silur überlagert, welches auch direkt auf Archaikum übergreift.

f) Das Präkambrium Asiens

Das Präkambrium des eurasiatischen Grenzgebietes wird weiter unten im Anschluß an das Eokambrium besprochen. In Asien kann man drei Hauptgebiete der Verbreitung präkambrischer Gesteine unterscheiden: 1. Das „Angara-Land" im zentralen und nördlichen Sibirien mit dem „alten Scheitel" am Baikalsee im Südosten; 2. das Sinische Massiv (China); 3. das Gondwana-Land in Indien, welches eigentlich schon zu der Gruppe der Südkontinente gehört.

1. Der größte Teil des Angara-Landes wird von einer flachen Tafel kambrosilurischer Sedimente bedeckt, aus der im Norden schildförmig aufgewölbte kristalline Schiefer hervortreten. In der Gegend des Baikalsees sind die altpaläozoischen Sedimente stärker gefaltet und mit metamorphen Gesteinen verknüpft, welche das von E. SUESS als „alter Scheitel Eurasiens" bezeichnete Hochland in der Umrahmung des Baikalsees bilden. Das Streichen dieser Gesteine ist bogenförmig und dreht am Baikalsee aus der östlichen ONO-Richtung (baikalisches Streichen) in die westliche WNW-Richtung (sajanisches Streichen). Die Stellung dieser Gesteine ist noch nicht restlos geklärt, da sie von einigen Forschern für metamorphes Altpaläozoikum, kaledonisch gefaltet, gehalten werden. Neue Beobachtungen OBRUTSCHEWS geben aber eher der alten Auffassung von E. SUESS, TSCHERSKI und anderen recht, wonach es sich um Präkambrium in mehreren Abteilungen handelt, die als Gerölle in den basalen Konglomeraten des Kambriums auftreten.

Nach OBRUTSCHEFF liegt über archäischen kristallinen Schiefern mit Tiefengesteinen diskordant ein älterer Zyklus von Sedimenten verschiedener Art, welche von gewaltigen Granitintrusionen durchsetzt, stark metamorph und gefaltet sind. Darüber liegt diskordant eine „grünrote Serie" von Konglomerat und Sandstein mit Porphyren und Diabasen, die an der Peripherie des Scheitels verbreitet und schwächer gefaltet ist. Flach darüber folgt ein großer Porphyrerguß und dann das kambrische Basalkonglomerat.

Weiter im Westen, im Kusnezker Alatau hat TSCHURAKOFF eine Folge beschrieben, die aus Grauwacken (unten), Kalken (Enissej) und Schieferton (oben) besteht, und nach 2 Faltungsphasen von basischen Ergußgesteinen teilweise überdeckt wurde. Die baikalische (NO-SW-) Faltung soll älter sein als die sajanische (NW-SO). Diskordant darauf liegt Kambrium. Die Schiefertonstufe (Kuten-buluk) soll neben Kieselschiefern organogenen Ursprungs Konglomerate mit gekritzten Geschieben, d. h. glaziale Tillite, enthalten. Die Auffassung von TSCHURAKOFF ist noch umstritten, da in einigen angeblich präkambrischen Gesteinen unterkambrische Fossilien gefunden wurden.

2. Das sinische Massiv Chinas zeigt ebenfalls eine deutliche Gliederung. Ein älterer Komplex von kristallinen Schiefern mit Intrusivgesteinen (T'aishan-System in Shantung) wurde am Schluß des Archaikums in enge, NW-SO streichende Falten gelegt und zu einer Fastebene abgeschliffen. Darüber folgt das Wu-t'ai-System, welches nach Süden an Mächtigkeit zunimmt und einige 1000 m erreichen kann.

Über der basalen Diskordanz liegen magnetithaltige Arkosequarzite und Glimmerschiefer der Shi-tsui-Gruppe; höher folgt die Nan-t'ai-Gruppe von kieseligen Marmoren, Jaspis, Quarzit und Schiefer; oben folgt die Si-t'ai-Gruppe aus Chloritschiefern mit basalen Konglomeraten bestehend. Die drei Gruppen sind durch schwache Diskordanzen getrennt und liegen im

allgemeinen flach. Nur im Süden (Yünnan) zeigt nach MISCH der untere Teil des Wu-t'ai-Systems stärkere Faltung. Granintrusionen sind vorhanden.

Im Hangenden des Wu-t'ai-Systems liegt die jungalgonkische sinische Formation, welche dreierlei Fazies aufweist: Im Osten, am Saume des uralten Cathaysia-Kontinents des pazifischen Randes herrschen bunte Sandsteine mit Porphyren und Diabasen. In der Mitte (Nankou) ist die Fazies kalkig (mit *Collenia*), mit sandigen litoralen Einstreuungen. Im Westen ist die Fazies schieferig (Hu-to-Gruppe). In Nordchihli liegt das Sinium direkt auf Archaikum und enthält zwischen Kieselkalken und Quarziten Eisenerze (oolithische Hämatite). Am Yangtsekiang liegen in einer Sandstein- und Konglomerat-Serie die Nantou-Tillite, einwandfreie glazigene Gesteine mit gekritzten Geschieben.

3. Indien hat auch einen alten Kern präkambrischer Gesteine, der aus dem älteren, stark gefalteten und metamorphen Dharwar-System mit Eisen-Manganerzen (Bengalen) und aus dem jungalgonkischen Purana-System (Quarzit, Marmor, Jaspis) besteht. Letzteres liegt meist flach, nur in NW-Indien ist noch eine jüngere Faltung bekannt. Jungalgonkische Tillite werden aus dem Norden (Simla) beschrieben. Das Streichen des Algonkiums ist NO-SW.

g) Das Präkambrium der Südkontinente

Australien. Ein alter Kern bildet das Innere und den Westen des Festlandes. Diskordant über älteren Folgen, deren Faltung mit großen Granitintrusionen von vielleicht algomischem Alter verknüpft ist, liegt die mächtige (10 000 m) Adelaide-Serie mit drei fossilführenden Lagen (Tea Tree Gully, Beaumont und Brighton-Horizont). Die obere Lage liegt unter fossilführendem Kambrium und kann eokambrisch sein. Unter ihr treten 150 m Konglomerat glazialen Ursprungs auf, verknüpft mit feingebänderten Schiefern (? alte Bändertone).

Afrika. Unter den „Tassilis", glintartigen Steilstufen nordfallender altpaläozoischer Sandsteinplatten steigt in Südalgier der Saharische Schild in die Höhe und bildet den Nordsaum des größten zusammenhängenden vorkambrischen Gebietes der Erde, zugleich das Kernstück des riesigen urzeitlichen Gondwana-Kontinentes, zu dem ursprünglich neben Brasilien und Vorderindien auch Teile von Australien und von der Antarktis gehörten.

Im Ahaggar-Gebiet (zentrale Sahara) unterscheidet LELUBRE (1952) einen älteren, hochmetamorphen Suggarischen und einen jüngeren Pharusischen Zyklus; der letzte beginnt mit Vulkaniten und baut sich aus Konglomeraten, Quarziten, Glimmerschiefern und Phylliten auf. Im oberen Teil treten auch Kalke mit *Collenia* auf. Migmatisierung und Granitintrusionen sind aus beiden Zyklen bekannt. Schwach diskordant lagert darüber die nigritische Serie von Rhyolithen und Konglomeraten, welche diskordant von Kambrium überlagert wird. Das Schema soll nach LELUBRE für viele Teile Nord- und Zentralafrikas gelten.

Bedeutend eingehender ist die Gliederung in der Südafrikanischen Union und im ehemaligen Deutsch-Südwestafrika. Allerdings hat sie in neuester Zeit eine wesentliche Umgruppierung erfahren. Nach H. MARTIN kann man heute folgendes Schema aufstellen:

Die basale Kheis-Swaziland-Gruppe besteht aus sedimentären Gneisen, besitzt aber schon große Unterschiede der Metamorphose zwischen kuppel- und becken-

förmigen Teilelementen. Eine abschließende Tektogenese (Protoafriziden-Faltung KRENKELS) zeigt schon die beiden auch später herrschenden Richtungen (somalisch NO-SW im Osten, erythräisch NW-SO im Westen) und ist mit Granitintrusionen der ersten Generation (Betschuana-Massiv und andere, Au- und Cu-Führung) verbunden.

Die hangende Sinclair-Gruppe (untere Pongola-beds im Osten) besteht vorwiegend aus sauren Laven mit untergeordneten klastischen Gesteinen. Eine zweite plutonische Generation (Granite, Gabbros, Anorthosite) schließt sie ab.

Die hangende Lücke und Diskordanz wird in der Union nach neuer Annahme durch die Witwatersrand- und Ventersdrop-Formation ausgefüllt. Die erste besteht aus mächtigen (bis 7000 m) Binnenmeersedimenten, in denen Tillite vorkommen. Im oberen Teil treten goldführende Konglomerate auf, die als Deltabildungen aufgefaßt werden. Die Ventersdrop-Formation (bis 3000 m) besteht aus unten sauren, oben basischen Vulkaniten und schließt mit einem Konglomerat ab (Koras-K.).

Unter dem Namen der Kaigas-Serie werden heute verschiedene Formationen vereinigt, die als fazielle Äquivalente aufzufassen sind. Die Kaigas-Serie s. str. transgrediert nördlich des Oranje über die Sinclair-Gruppe und besteht aus (? geosynklinalen) Arkosen, Grauwacken, Schiefern und Karbonaten; schwach diskordant liegt darüber die Numees-Serie mit einem Tillit. Als metamorphe Fazies von annähernd gleichem Alter wird die Damara-Serie betrachtet, welche auch einen Tillit (Chuos-T.) enthält.[1]) Nordwärts soll sie in die nichtmetamorphe epikontinentale Otawi-Serie des Otawiberglandes und Kaokofeldes übergehen. In der Union wird heute das Transvaal-System als weiteres Äquivalent betrachtet. Es beginnt mit Konglomeraten (goldführend) und dunklen Schiefern der Blackreef-Serie; darüber folgen Dolomite mit Hornsteinen; höher liegt die Pretoriaserie von bituminösen Schiefern, Quarziten und Eisenoolith mit einem Tillit. Dieser untere Teil ist 3–8000 m mächtig. Darüber liegen Vulkanite und Tuffe von 3000 m Mächtigkeit (Rooiberg-Stufe).

Die abschließende Tektogenese kann man den Mesoafriziden KRENKELS gleichstellen. Zu ihr gehören zahlreiche Intrusivgesteine; die Damara-Granite mit Zinnerzführung, der Kapgranit, das riesige Bushveld-Massiv mit basischen Vorläufern (Platinführung). Die Tektogenese ist nach HOLMES 880 Millionen Jahre alt.

Das hangende Waterberg-Matsap-System ist nur in der Union sicher belegt; es besteht aus bunten kontinentalen Sandsteinen und Konglomeraten mit Porphyriten.

Diskordant lagert im ehemaligen Deutsch-Südwest das Nama-System, in dem unten charakteristische dunkle Kalke (Schwarzkalk) auftreten, während oben Sandsteine und Schiefer vorherrschen; auch ein Tillit tritt auf. Eine abschließende, lokal starke Tektogenese entspricht nach HOLMES dem Ende des Katanga-Zyklus weiter im N und ist 580 bis 600 Millionen Jahre alt. Es sei erwähnt, daß die beiden letztgenannten Systeme früher auf Grund fraglicher Archäocyathidenreste in den Kalken gelegentlich

[1]) Nach Mitteilungen auf dem Intern. Geol. Kongreß in Algier 1952 scheint das Altersverhältnis von Witwatersrand, Damara und Otawi System noch nicht sicher zu sein. Die erst 1954 erschienene Tabelle von L. T. NEL in den Denkschriften des Kongresses konnte hier nicht mehr ausgewertet werden. Auffallend hohe, allerdings sehr schwankende Alterszahlen für Witwatersrand gibt COLLINS 1954 an (Bull. geol. soc. Am. **65**, 1).

ins Paläozoikum gestellt wurden. Nach MARTIN sind indessen beide höchstwahrscheinlich älter und erst der im S übergreifende Tafelbergsandstein ist paläozoisch.

Bemerkenswert ist, daß die jüngeren Faltungen meist auf schmale synklinale Bänder mit intensiver Deformation konzentriert sind, welche sich zwischen den ruhig gelagerten „Feldern" hindurchwinden.

Südamerika besitzt in der brasilianischen Masse im Osten einen alten Kern mit ähnlicher Gliederung wie in Afrika. Über hochmetamorphen Gneisen liegt hier diskordant die auch noch gefaltete lagerstättenreiche (Itabirite = Eisenerze) Minas-Geraes-Serie und darüber, wieder diskordant, die klastische Itacolumy-Folge, welche von Silur überdeckt wird.

4. Die subkambrische Lücke und das Eokambrium

Anhangsweise muß hier noch das unmittelbare Liegende des fossilführenden tiefsten Kambriums besprochen werden. Die Lücke zwischen diesem und dem „jüngsten" Präkambrium, das „lipalische Intervall" der Amerikaner (s. S. 93), wird durch neue Untersuchungen ausgefüllt.

Am klarsten sind die Verhältnisse im Mjösenbezirk Norwegens. Diskordant auf dem jotnischen (Trysil-) Sandstein bzw. den diesen durchsetzenden Diabasen liegt nach TH. VOGT und HOLTEDAHL die Sparagmitformation (σπαραγμα = Brocken), welche ihrerseits schwach diskordant von Unterkambrium bedeckt wird. Da Kambrium anderwärts direkt auf vorjotnischem Kristallin lagert, füllt die 2000 m mächtige Sparagmit-Serie eine jungvorkambrische Senke.

Die Sparagmite sind feldspathaltige Sandsteine, welche den Hauptteil dieser Folge aufbauen. Man unterscheidet von unten: grauen Sparagmit, Birikalk bzw. -dolomit, roten Sparagmit, Quarzsandstein. In den roten Sparagmiten treten Konglomerate wahrscheinlich glazialen Ursprungs auf (Moelv-Konglomerate nach HOLTEDAHL). Die fossilleere Folge wird als Ausfüllung eines Binnenbeckens betrachtet.

Eine anloge Folge liegt in Jämtland und im äußersten Norden Skandinaviens (Tana-, Varanger-, Altenfjord). Unterschieden wird hier eine tiefere ältere Porsanger-Serie (Sandsteine, oben Kalk und Dolomit) und eine jüngere Bossekop-Serie, bestehend aus Sandsteinen mit unzweifelhaften glazigenen Konglomeraten (Tilliten). Die Lagerung ist infolge nachträglicher Überschiebung auf Kambrium verwickelt. Die gleiche bunte Folge von Sandstein, Schiefern und Dolomit, nach oben in marine Schichten übergehend, bildet die Fischerhalbinsel (Kola). Das Vereisungsgebiet lag im Süden, das offene Meer im Norden bzw. Nordwesten.

Die gleiche Folge, zum Teil durch Übergänge mit Kambrium verbunden, ist auf Spitzbergen als Hecla-Hook-Formation bekannt. Auch in Ostgrönland sind ähnliche mächtige Sedimente bekannt (Eleonore-Bay-Formation); in ihren oberen Teilen, ohne Diskordanz in fossilführendes Kambrium übergehend, liegen zwei durch Sandstein getrennte Konglomerate mit gekritzten Geschieben, also echte Tillite; der obere wird von verfestigtem Bänderton überdeckt.

Am Wetternsee wird die unter dem Kambrium liegende Wisingsö-Formation, welche aus bunten klastischen Gesteinen und Tonen besteht, heute dem Eokambrium zugerechnet. Das spätvorkambrische Alter der an der Basis des Unterkambriums in Schonen, auf Bornholm und südlich vom Finnischen Golf auftretenden fossilleeren Serien ist zwar heute umstritten, jedoch scheinen derartige Äquivalente einer spätvorkambrischen

Abtragung Fennoskandias weiter im Südosten nach neuen Angaben von SCHATSKI möglich zu sein. Neue Bohrungen haben gezeigt, daß zwischen Leningrad und Moskau unter den „Laminariten-Tonen" des tiefsten Kambriums noch eine bis 100 m mächtige Folge grobklastischer Schichten (im N) und tonig-sandiger Schichten mit Glaukonit (im S) besteht, die früher zum Devon gerechnet wurde, aber sicher älter ist und vermutlich dem spätesten Vorkambrium zugerechnet werden kann (Gdow-Schichten).

Ganz anderen, und zwar im wesentlichen geosynklinalen Charakter besitzen die jungpräkambrischen Serien des Ural. Über den kristallinen Schiefern des Ural-tau liegt eine bis 12 km mächtige Folge mit einem dreimaligen, rhythmischen Wechsel von Konglomeraten, Sandsteinen, Schiefern und Karbonaten mit Eisenerzen. An der Basis und zwischen den einzelnen Zyklen liegen schwache Diskordanzen. Im Hangenden folgen diskordant vermutlich altordovizische Gesteine. Ob in der Serie auch Kambrium vertreten ist, steht nicht fest. Aus dem durchgehenden Vorkommen von Kalkalgen *(Collenia)* leitet man neuerdings ein vorkambrisches Alter der gesamten Serie ab. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß in dieser Folge sowohl Eokambrium als auch Jotnium vertreten sind, und daß sie gegen NW in die basalen Schieferserien des Timan, von Kanin und in die tillitführenden mächtigen Gesteinsfolgen von der Fischerhalbinsel auf Kola und von Nordnorwegen übergeht. SCHATSKI faßt diese Folge als Ripheische Serie (nach Ripheus-Ural) zusammen und weist auf ihre weite Verbreitung in Nordasien hin, wo sie oftmals mit Tilliten verknüpft ist (Kasakstan, Kusnetzker Alatau, Baikalgebiet). Auch das jüngste Präkambrium Chinas mit Tilliten, die „sinische Formation" (S. 95), könnte hierher gehören, desgleichen die oberen Teile der Adelaide-Formation Australiens, die Namaformation Südafrikas (beide mit Tilliten), das Keweenawan und ein Teil der Beltformation. Ich halte es nicht für ausgeschlossen, daß die nachspilitische Serie des Algonkiums von Prag ebenfalls hierher zu stellen ist.

Das Eokambrium umfaßt also den letzten Abschnitt des Jungalgonkiums, welcher durch eine fast weltweite Verbreitung von Vereisungsspuren charakterisiert wird. Die Grenze gegen das tiefere Jungalgonkium in kontinentaler Fazies mit seiner weiten Verbreitung arider Klimazeugen (Jotnium, Torridon, Keweenawan) ist nicht immer deutlich. Noch weniger scharf ist die Grenze in mariner bzw. geosynklinaler Fazies (beltotyp nach STILLE), so daß die Lokalnamen wie Groenlandium, Hyperboräum, Ripheikum, Sinium usw. nicht unbedingt den gleichen stratigraphischen Umfang zu haben brauchen. Das Jungalgonkium (Jotnium + Eokambrium) umfaßt den Zeitraum zwischen der algomisch-karelidischen Tektogenese (vor etwa 800 Millionen Jahren) und der assyntischen Tektogenese zu Beginn des Kambriums (vor etwa 550 bis 600 Millionen Jahren), deren Bedeutung in der letzten Zeit insbesondere von STILLE hervorgehoben worden ist.

III. ZUSAMMENFASSUNG ÜBER DAS PRÄKAMBRIUM

Gliederung. Die Einteilung erfolgt heute auf Grund großer Zyklen der Sedimentation, welche mit einer Gebirgsbildung und Heraushebung enden und damit einen neuen Zyklus der Erosion und korrelater Sedimentation einleiten. In einzelnen Gebieten ist diese Gliederung schon geklärt; über zwischenkontinentale Vergleiche läßt sich heute nur folgendes sagen:

Die Trennung in einen älteren, meist hochmetamorphen Komplex und in eine jüngere, wenig metamorphe Abteilung oder eine Gliederung in Archaikum (Archäozoikum) und Algonkium (Proterozoikum) ist fast überall durchzuführen, wenn auch die genaue Lage der Grenze beider, d. h. der als eparchäisches Intervall bezeichneten Lücke, nicht immer feststeht.

Archaikum. Das kennzeichnendste Glied ist die Svionische Formation des Baltischen Schildes mit der abschließenden Svekofenniden-Faltung. Vermutlich kann man diesen Zyklus mit dem Laurentischen Zyklus Nordamerikas (Coutchiching + Keewatin) und dem Kheis-Swaziland-Zyklus Südafrikas vergleichen bzw. mit den hochmetamorphen basalen Gneisen anderer Weltteile (Australien). Es muß betont werden, daß in Skandinavien noch zwei (Norwegosaamiden, Marealbiden), in Amerika sogar drei (Bärensee, Dakota, Manitoba) ältere Zyklen möglich sind; WAHL rechnet sogar mit dem Vorhandensein von 5 älteren Faltungsepochen.

Die nachfolgende Periode birgt noch Unklarheiten; in Skandinavien wurde früher noch ein jungarchäischer Zyklus unterschieden, dem die bottnische Formation und die „serarchäischen" Granite angehören sollten. Wir haben gesehen, daß beide Begriffe heute fraglich geworden sind. In Nordamerika hat der jungarchäische Zyklus mehr Wahrscheinlichkeit (Timiskaming-Knife Lake Serien). Auch in Südafrika wäre er möglich (Sinclair-Witwatersrand). Eine absolute Gleichheit in allen Erdteilen ist also nicht bewiesen.

Für die Svekofenniden-Faltung gibt BACKLUND ein Alter von ± 1200 Millionen Jahren an, HOLMES nur ± 1050 Millionen Jahre. Der laurentische Zyklus ist nach HOLMES 1050 Millionen Jahre alt. Es ist also ein gewisser Spielraum vorhanden, in dem ein jungarchäischer, nicht überall vollständiger Zyklus untergebracht werden könnte. Größenordnungsmäßig könnte die Grenze von Archäikum und Algonkium, das eparchäische Intervall, auf ein Alter von 1050 bis 1200 Millionen Jahre veranschlagt werden.

Algonkium. Die Gesteinsfolgen sind weniger metamorph, stärker differenziert und daher besser zu gliedern. In Skandinavien ist ein Zyklus (Gotokareliden) nachweisbar mit deutlicher zonarer Faziesgliederung. Nach der abschließenden Faltung (± 800 Millionen Jahre) folgt eine lange Zeit der Einebnung und Ruhe, welche das Hoglandium, Jotnium und Eokambrium umfaßt. Die Diskordanzen zwischen diesen Komplexen sind unbedeutend, und eine stärkere nachkarelidische Faltung ist hier unbekannt.

Eine ganz analoge Bedeutung hat der Huronzyklus Nordamerikas mit der abschließenden algomischen Faltung (± 750 Millionen Jahre) und der Kaigas-Damara-Zyklus Südafrikas, der allerdings schon früher (880 Millionen Jahre) abzuschließen scheint. Für alle Gebiete ist in dieser Zeit die starke fazielle Differenzierung bezeichnend.

Das Jungalgonkium ist im Bereiche der älteren Faltungen meist durch wenig deformierte, klastische, kontinentale Sedimente von geringer Mächtigkeit vertreten. Sie werden von vorwiegend sauren, subsequenten Effusiven durchsetzt und entsprechen einer ruhigen „Rekreationszeit". Daneben bestehen aber Bereiche mit geosynklinaler Sedimentation von zum Teil bedeutender Mächtigkeit, initialem Vulkanismus und wenig deutlicher Basaldiskordanz. Vielleicht ist eine Zweiteilung durchzuführen. Hierzu gehören: Briovérien, Algonkium von Prag, Beltformation, Sparagmitformation, Ripheikum, Eleonore-Bay-Formation, Sinium, Adelaide-Formation, Nama-Formation und andere. Dieser Zyklus schließt mit der assyntischen Faltung (STILLE) vor etwa 550 bis 600 Millionen Jahren ab.

Im großen und ganzen kann man sagen, daß die algomisch-karelidische Faltung, welche eine weltweite Konsolidierung der Kontinentalkerne, vielleicht sogar eine Verschweißung derselben zu einer einheitlichen „Megagäa" (STILLE 1944) hervorbrachte, von einer langen Zeit orogenetisch ruhiger Entwicklung gefolgt war; das Hauptmerkmal dieses Jungalgonkiums (Beltojotnium STILLES) ist eine Sonderung in kontinentale Kerne mit fehlender oder terrestrischer jungalgonkischer Sedimentation (jotnotyp) und in Geosynklinalen mit mächtigen subaquatischen Sedimentfolgen (beltotyp). Der „algonkische Umbruch" begründet das moderne Erdbild und ist damit ein Ereignis von allererster Bedeutung. Von diesem Gesichtspunkt aus gliedert daher STILLE die Erdgeschichte in die beiden Großzeiten des Paläogäikum (Archaikum + Altalgonkium) und Neogäikum (Jungalgonkium bis heute). Biologisch liegt allerdings der scharfe Schnitt zwischen Beltojotnium (Jungalgonkium) und Kambrium.

Paläogeographie. Genauere Angaben über die Verteilung von Land und Meer sind heute nicht möglich. Einige grundsätzliche Erwägungen lassen sich aber aus dem vorliegenden Material schon ableiten. In den Nordkontinenten tritt das Präkambrium in drei großen Kontinentalkernen auf, dem kanadisch-grönländischen, baltischen und sibirischen Schild; die Bezeichnung Schild bezieht sich auf eine spätere flache Aufwölbung, die eine Umrahmung durch flache paläozoische Tafeln mit oft deutlichem Stufenrand (Glint) hervorbringt. Die Annahme (RUEDEMANN), daß im Innern der Kerne bogenförmiges Streichen mit Konvexität nach Süden herrscht, ist nur bedingt gültig, nachdem festgestellt wurde, daß verschiedenartige Gebirgssysteme daran beteiligt sind. So streichen die Svekofenniden O-W, die wesentlich jüngeren, peripherischen Kareliden NNW-SSO, und ähnlich ist es in den anderen Kernen. Mehrere Gebirge von verschiedenem Verlauf und Alter sind hier durch algomische Gebirgsbildung zusammengeschweißt und später vollkommen eingeebnet worden.

Außerhalb dieser Kerne liegen das sinische Massiv und die kleinen europäischen Kerne von Podolien bis zur Iberischen Masse. Ein ursprünglicher Zusammenhang mit den Hauptkernen ist nicht unwahrscheinlich, doch ist die Trennung schon im Präkambrium erfolgt, wie die geosynklinalen Serien des Jungpräkambriums von der Bretagne bis Böhmen zeigen.

In ähnlicher Weise liegen die geosynklinalen jungalgonkischen Serien des Ural zwischen dem skandinavisch-osteuropäischen (fennosarmatischen) und dem sibirischen (angarischen) Kontinentalkern. Auch der Kanadische Schild wird von geosynklinalem (beltotypem) Jungalgonikum umsäumt. Daß die Südkontinente vor dem „algonkischen Umbruch" zu der gleichen einheitlichen Kontinentalmasse gehörten (Megagäa), bedarf noch eines eindeutigen Beweises, da sie schon frühzeitig eine gewisse Selbständigkeit besitzen.

Dagegen ist eine jungalgonkische Gliederung in Geosynklinalen und Kontinentalkerne auch in Südafrika, Brasilien und in den anderen Südkontinenten nachweisbar; in dieser Hinsicht verhalten jene sich untereinander ähnlich; sie dürften primär einen einheitlichen Kontinentalkern gebildet haben (Gondwanaland), dessen Auflösung in einzelne Blöcke erst viel später erfolgt ist.

Man kann daher mit STILLE sagen, daß der „algonkische Umbruch", welcher sich vermutlich über einen längeren Zeitraum erstreckte, jene Gliederung in stabile Kontinentalkerne und in mobile Geosynklinalen geschaffen hat, der grundsätzlich auch für die späteren Abschnitte des „Neogäikum" gilt: den drei Schilden der Nordkontinente, die durch geosynklinale Zonen getrennt waren, steht die einheitliche Gondwanamasse des Südens gegenüber, die erst später zerbricht. Zwischen den beiden Komplexen liegt der große mediterrane Geosynklinalraum, in dem noch einzelne kleinere Kernmassen stecken (Sinia, Serindia, Podolischer und Böhmischer Block usw.). Die Geosynklinalen bestehen auch in der späteren Zeit weiter, werden aber durch die späteren großen Orogenesen (kaledonisch, variscisch, kimmerisch, alpin) verengt und bis zu einer vollständigen Konsolidation im Verlaufe der alpinen Orogenese stabilisiert.

Im Gegensatz zu diesen beiden Grundelementen, die im „algonkischen Umbruch" geschaffen wurden, sind die großen Ozeane teils ältere, teils jüngere Gebilde: es ist kein Grund vorhanden anzunehmen, daß der Pazifik vor der algomischen Orogenese nicht bestanden hätte. Das gleiche gilt für das arktische Becken. Der Indik dagegen entsteht erst in der Permotrias, während der Atlantik uralte und jüngere Elemente enthält (gemischter Ozean nach STILLE).

Fazies und Klima. Die starke Metamorphose macht fazielle Untersuchungen im Archaikum fast unmöglich, da die Gesteine vielfach durch Anatexis „getarnt", d. h. stofflich und strukturell verändert sind. Wir können lediglich sagen, daß echte Sedimente und echter Oberflächenvulkanismus vorliegen, daß also schon im Archaikum erstarrte Sockel und eine Trennung in Wasser und Land vorhanden waren. Aus dem jüngeren Archaikum sind auch Konglomerate, d. h. Ablagerungen von Verwitterungsschutt in bewegtem oder fließendem Wasser bekannt.

Anders liegen die Verhältnisse im Algonkium; hier lassen sich schon rein faziell Gebiete abgrenzen, welche gut definierte, den heutigen analoge Faziesverhältnisse besitzen: erinnert sei vor allem an die marinen Sedimentationszyklen eines Schelfmeeres, wie sie im Jatulikum, im Huron Kanadas, im Algonkium Asiens usw. auftreten. Eine Flachwasserfazies von Eisenoolithen, die oft mit Sandsteinen verknüpft sind, ist fast in allen bekannten Gebieten verbreitet. Abgeschlossene Binnenbecken (Belt-Serie, Witwatersrand-Serie, Sparagmite) mit Deltaablagerungen fluviatiler Entstehung sind bekannt. Demgegenüber enthalten die tieferen Becken, aus denen dann die algomischen

Absol. Alter in Millionen Jahren	Ära	Tektonische Phasen	Baltischer Schild	Kanadischer Schild	Südafrika	China und Indien	Sonstiges: Ural	Sonstiges: Nord-Amerika West	Sonstiges: Böhmen	Sonstiges: Australien
500	Beltojotnium Jungalgonkium		Kambrium			Kambrium				
600	Beltojotnium Jungalgonkium	Assyntisch	Sparagmit-Form.	Lake Superior Sdst.	Nama-System	Sinium	Ripheische F. → ∩.	Beltform. → ∩.	Nach- u. vorspiltische Serien ∩.	Adelaide-S. → ∩.
700	Beltojotnium Jungalgonkium		Diabase Jotnischer Sandst. Rapakiwigranit	Killarney-Granit Keweenawan Animikie Kobalt-Serie (unt.)	Waterberg-Matsap-System	↓ ?				
800	Karelium Altalgonkium	Algomisch-Karelidisch	Hoglandium	Algomische Granite	Buschveld-Massiv	Wu-t'ai System (China)				
900	Karelium Altalgonkium		kalevische Formation jatulische Formation ladogische Formation	Huron (unt. H.) = Bruce-Serie ? Steeprock = Seine = Knife Lake-Serie	Mesoafriziden Transvaal = Damara = Otawi = Kaigas-Syst. Ventersdrop 2. Granite Witwatersrand	Purana-Syst. (Indien)				
1000	Karelium Altalgonkium									
1100	Archäikum	Laurentisch-Svekofennidisch	Serorogene Granite ? Bottnium ex parte Primorog. Granite	Laurentische Gran. Timiskaming ?	Sinclair-Gruppe 1. Granite	Nan-t'ai-Syst. (China)	Ural-tau Form.		Moldanubikum	
1200	Archäikum			Keewatin	Kheis-Swaziland System	Dharwar-Syst. (Indien)				
1300	Archäikum		Leptite und Svionium ?	Coutchiching	?					
1400	Archäikum			Bärensee-Zyklus						
1500	Archäikum	Marealbidisch								
1600	Archäikum		Karelische Gneise	Dakota- u. Manitoba-Zyklus						

und späteren Gebirge aufsteigen, echte „geosynklinale" Folgen von mächtigen Schiefern mit initialen basischen Ergußgesteinen. Der Zeit der Gebirgsbildung entsprechen „orogene" Sedimente (Flysch), d. h. Sande und Tone mit unregelmäßig eingestreuten Konglomeraten. Schließlich sind die Zerstörungsprodukte dieser Gebirge, d. h. „detraktive Serien" (Molassen) mit grobklastischen Sedimenten im Jungalgonkium häufig.

Die algonkischen Sedimente zeigen auch schon eine ausgesprochene klimatische Differenzierung.

Terrestrische Ablagerungen mit allen Zeichen eines ariden Klimas (Windschliffe an Geröllen, Kreuzschichtung, Wellenfurchen, Trockenrisse, bunte Färbungen) sind z. B. im Jungalgonkium der Nordkontinente verbreitet (jotnischer Sandstein, Torridon-Sandstein, Keweenawan). Aus etwas späterer Zeit lernten wir echte glaziale Sedimente, d. h. verfestigte Blocklehme (Tillite) mit gekritzten Geschieben und gelegentlich damit verknüpfte Bändertone in allen Kontinenten kennen. Erstaunlich ist die weltweite Verbreitung dieser jungpräkambrischen Vereisung; sichere Spuren kennt man aus Finmarken, Grönland, Spitzbergen, Nordamerika (Beltgebiet), Sibirien, China, Nordindien, Australien, Südafrika, vielleicht aus der Bretagne. Doch sind auch schon ältere Vereisungen bekannt (Kobalt-Tillit, Chuos-Tillit). Schließlich sei auf die jedenfalls durch rhythmischen Klimawechsel bedingte Bänderung einiger Sand-Ton-Serien Skandinaviens, auf Spuren subaërischer Verwitterung als Zeugnis kalten bzw. gemäßigten Klimas (SEDERHOLM, ESKOLA) und auf Massenkalke als Dokumente warmen Klimas verwiesen.

Wenn auch diese Angaben zur Festlegung von Klimagürteln nicht ausreichen, so läßt sich doch sagen, daß im jüngeren Präkambrium Trockengürtel, glaziale Zonen und warmfeuchte Bereiche bestanden, was an die Verhältnisse späterer Zeiten erinnert. Mögen auch manche Umstände anders gewesen sein (andere Gezeitenverhältnisse, fehlende Vegetation), so ist die Fazies doch schon aktualistisch erfaßbar.

Auch die magmatischen Serien zeigen im Algonkium schon die gleichen Regelmäßigkeiten wie in späteren Zyklen: der Vulkanismus beginnt in sinkenden Geosynklinalgebieten mit basischen Extrusionen (grüne Laven); während der Gebirgsbildung erscheinen zuerst konkordante granodioritische Intrusionen mit zunehmendem Kieselsäuregehalt (primorogen), dann diskordante kalibetonte Granite (ser- und post-orogen). Der Zerstörungsphase entsprechen, besonders in Innensenken der Gebirge, saure und basische subaërische (nicht submarine) Ergußgesteine und Tiefenintrusionen vom Rapakiwi-Typus (subsequent).

VIII. SCHRIFTTUM ÜBER PRÄKAMBRIUM

1. Gliederungsprinzipien

a) Grundlegendes über kristalline Schiefer

BECKE, F., Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. — Denkschr. math.-nat. Kl. Ak. d. Wiss. Wien, 75, 1903.
ESKOLA, P., Die metamorphen Gesteine in BARTH, CORRENS, ESKOLA. Die Entstehung der Gesteine. — Berlin, Verl. Springer, 1939.
GRUBENMANN, U., Die kristallinen Schiefer. — Berlin, 2. Aufl. 1910.
ROSENBUSCH, H., Elemente der Gesteinslehre, 4. Aufl., bearb. von A. OSANN. — Stuttgart, 1922. (Darin verarbeitet ältere Arbeiten von 1891 und 1903.)
SANDER, BR., Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper. — Wien 1948 u. 1950.
SAUER, A., Das alte Grundgebirge Deutschlands. — C. R. IX. intern. Geol. Kongr. Wien, 1904.
SCHWENKEL, H., Die Eruptivgneise des Schwarzwaldes. — Tschermaks min. u. petr. Mitt., 1912.
SEDERHOLM, J. J., Über eine archäische Sedimentformation in SW-Finnland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Enstehungsweise des Grundgebirges. — Bull. com. géol. Finlande, 6, 1889.
—, Om granit och gneis. — Daselbst, 23, 1907.
TURNER, F. J., Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. — Mem. geol. soc. Amer. 30, 1948.

b) Mischgesteinsbildung

BACKLUND, H. G., Der Magmaaufstieg in Faltengebirgen. — Bull com. géol. Finlande, 115, 1936.
—, Zur Granitisationstheorie. — Geol. Fören. Förh. Stockholm, 60, H. 2, 1936.
—, Tiefenmetamorphose in Geol. Jahresberichte, Bd. I A, Berlin, 1938.
SEDERHOLM, J. J., On migmatites and associated praecambrian rocks of southern Finland. — Bull. com. géol. Finl., 58 (1907), 77 (1928), 107 (1934).
WEGMANN, C. E., Zur Deutung der Migmatite. — Geol. Rundschau, 26, 1935.

c) Gliederung nach Zyklen

BACKLUND, H. G., Till fragan om granitgrupper, bergskedjeveckningar och cykelindelning inom Fennoskandia. — Geol. Fören. Förh. Stockholm, 58, 2, 1936.
BUBNOFF, S. v., Gebirgsgrund und Grundgebirge. — Naturwissenschaften, 25, H. 36/37, 1937.
MAGNUSSON, N. H., Om cykelindelningen i det svenske urberget. — Geol. För. Förh. Stockholm, 58, 1, 1936.
WAHL, W. A., Om granitgruperna och bergskedjeveckningarna i Sverige och Finland. — Geol. För. Förh. Stockholm, 58, 1, 1936.
—, Altersvergleich der Orogenesen und Versuch einer Korrelation des Grundgebirges in verschiedenen Teilen der Erde. — Geol. Rundschau, *34*, 1943.

2. Die Anfänge des Lebens

BERG, G., Das Leben im Stoffhaushalt der Erde. — Leipzig, 1936.
—, Ist die Entstehung des Lebens aus Anorganischem erklärbar? — Zeitschr. Deutsche Geol. Ges. 92, 1940.
CAYEUX, M. L., Les preuves de l'existence d'organismes dans le terrain précambrien. — Bull. soc. géol. Fr. 3, Ser. B, 22, 1894.
DACQUÉ, E., Vergleichende biologische Formenkunde der fossilen niederen Tiere. — Berlin, 1921, S. 71 bis 81.
DAVID, T. W. E., & R. J. TILLYARD, Memoir on fossils of the precambrian from the Adelaide-Series, South-Australia. — Sydney, 1936.
FENTON, C. L., & M. A., Walcotts pre-cambrian algal flora and associated animals. — Bull. geol. soc. Amer., 47, 1936.
—, Belt series of the north. — Daselbst, 48, 1937.
OPARIN, A. J., Die Entstehung des Lebens auf der Erde. — Berlin, 1949 (1. sowjet. Ausgabe 1936).
RAYMOND, P. E., Pre-Cambrian-life. — Bull. geol. Soc. Amer., *46*, New York, 1935.
SEDERHOLM, J. J., Sur les vestiges de la vie dans les formations progonozoiques. — C. R. XI. Intern. Geol. Kongr. Stockholm, 1910.
WALCOTT, C. D., Precambrian fossiliferous formations. — Bull. geol. soc. Amer., Bd. 10, Chicago, 1899.
—, Abrupt Appearance of the cambrian Fauna on the North American continent. — Smithsonian miscell. Coll. 57, 1910.
—, Evidences of primitive Life. — Ann. Rep. of the Smithson. Inst. f. 1915, 1916.

3. Regionales

Baltischer Schild

BACKLUND, H. G., Die Umgrenzung der Svekofenniden. — Bull. Geol. Inst. Upsala, 27, 1937.
—, The problems of the Rapakivi Granites. — Journ. of Geol., 46, 3, 1938 (m. Schrifttum!).
ECKERMANN, H. v., The Loos-Hamra-Region. — Geol. Fören. Förh., 58, Stockholm, 1936.
—, The jotnian Formation and the subjotnian unconformity. — Daselbst 57, 1937.
ESKOLA, P., Petrographische Charakteristik der kristallinen Gesteine von Finnland. — Fortschr. d. Min. usw., Bd. II, 1927.
—, On the petrology of the Orijärvi region in southwestern Finland. — Bull. com. géol. Finl., 40, 1914.
—, ERKKI MIKKOLA und der heutige Stand der präkambrischen Geologie in Finnland. — Geol. Rundschau, 32, 4/5, 1942.
HOLMQUIST, P., Swedish archean structures and their meaning. — Bull. geol. Inst. Upsala, 15, 1916.
—, Composition and orogenesis of the Swedish archean. — Reports VI. Intern. Geol. Kongr. Washington, 1936 (1933).
MAGNUSSON, N. H., Nagra aldersforhallandet inom det Mellansvenska urberget. — Geol. För. Förh. Stockholm, 56, 1914.
—, A short comparison between the Evolution of the Svecofennides in Finland and Central Sweden. — Bull. com. géol. Finl., 115, 1936.
METZGER, AD. A. TH., Die jatulischen Bildungen von Suojärvi in Ostfinnland. — Daselbst, 64, 1924.
SEDERHOLM, J. J., Praequaternary rocks of Finland. — Daselbst, 91, 1930.
—, On the geology of Fennoscandia. Daselbst, 98, 1932.
WAHL, W. A., The granites of the Finnish Part of the Svekofennian Archean mountain Chain. — Daselbst, 115, 1936.

WEGMANN, C. E., Über die Tektonik der jüngeren Faltung in Ostfinnland. — Fennia, 50, 1928.
—, & E. H. KRANCK, Beiträge zur Kenntnis der Svekofenniden in Finnland. — Bull. com. géol. Finl., 89, 1931.
Außerdem siehe Allgemeines Verzeichnis I, 6: BUBNOFF 1952 (Sowjet-Schrifttum!), MAGNUSSON.

Das übrige Europa

BIGOT, A., La basse Normandie. — Caen, 1942.
BUBNOFF, S. v., Fennosarmatia. — Berlin, 1952.
EDMONDS, F. H., u. OAKLEY, K. P., The Central England District. — Brit. reg. Geol., Geol. Survey 1947.
KETTNER, R., Versuch einer stratigraphischen Einteilung des böhmischen Algonkiums. — Geol. Rundschau 1917.
MATHIEU, G., Le problème du Précambrien dans l'Ouest de la France. — Revue scientif. Paris, 1945.
PHEMISTER, I., Scotland. The Northern Highlands. — Brit. reg. Geol. Geol. Survey 1947.
SCHATSKI, N., Über die ältesten Ablagerungen des sedimentären Mantels der russischen Tafel. — Bull. Ac. d. Sc. de l, UdSSR, 1952.
Außerdem s. Allgemeines Verzeichnis I, 6: BAILEY in Reg. Geol. d. Erde; BUBNOFF in Geol. v. Europa Bd. II, 1; DOUVILLÉ in Handb. d. reg. Geol. 7.

Nordamerika

Ältere Arbeiten von W. LOGAN (bis 1875); später:
CHAMBERLIN, R. T., Shifting orogenic belts of the southern Canadian shield. — Journ. of Geol., 45, 1937.
COLLINS, W. H., Timiskaming sub-province. — Bull. geol. soc. Amer., 48, 1937.
GREGORY, J. W., & B. H. BARETT, The stratigraphical position of the Keewatin. — Journ. of Geol., 35, 1927.
HISE, CH. R. VAN. Archean and Algonkian. — Bull. U. S. geol. Surv., 65, 1892.
—, & LEITH, C. K., Precambrian Geology of North America. — Bull. U. S. Geol. Survey, 360, 1909.
LAWSON, A. L., The classification and correlation of Precambrian rocks. — Bull. Dept. Geolog. Science. Univ. California, 19, 1930.
—, The eparchean peneplain. — Bull. geol. soc. Amer., 45, 1934.
PETTIJOHN, F. J., Early precambrian Geology and correlation problems of the northern subprovince of the Lake Superior region. — Bull. geol. soc. Amer., 48, 1937.
QUIRKE, T., und W. H. COLLINS, The disappearance of the Huronian. — Geol. Survey, Canada, Mém., 160, 1930.
STEIDTMANN, E., Summaries of precambrian Literature. — Journ. of Geol., 28 bis 29, 1920 bis 1921.
Außerdem s. Allgemeines Verzeichnis I, 6: EARDLEY, RUEDEMANN u. BALK.

Asien

BAILEY-WILLIS, Geol. Research in China. — Carnegie Inst., 1907, Bd. 1 und 2.
FERMOR, L. L., An attempt at the correlation of the ancient schistose formations of Peninsular India. — Mem. Geol. Surv. of India, 70, Pt. 1 und 2, 1936.
GRABAU, A. W., The Sinian System. — Bull. geol. Soc. China, Peking, 1922.
LEE, J. S., The geology of China. — London, 1939.

TSCHURAKOFF, A., Der gegenwärtige Stand unserer Kenntnisse über die Stratigraphie und Tektonik der alten Sedimente im Süden Mittelsibiriens. — Bull. Ac. UdSSR, 1931.
Außerdem s. Allgemeines Verzeichnis I, 6: GRABAU, OBRUTSCHEFF, COTTER in Reg. Geol. d. Erde.

Afrika

Assoc. des serv. géol. africains. — C. R. 19. Congrès géol. intern. Bd. XX, Alger 1954.
Geologische Rundschau, Afrika-Hefte 28, 1937 und 38, 1950.
MARTIN, H., Südwestafrika. — Geol. Rundschau 38, 1950.
LELUBRE, M., Antécambrien de l'Ahaggar. — XIX. Congr. geol. intern. Alger 1952.
ROGERS, A. W., The Geological Structure of the Union. — Congr. intern. Guide Book. South Africa, 1929.
Außerdem s. Allgemeines Verzeichnis I, 6: DUTOIT, HENNIG in Reg. Geol. d. Erde, KRENKEL, ROGERS, HALL, WAGNER, HAUGHTON in Handb. d. region. Geol. 27.

Andere Weltteile

Siehe Allgemeines Verzeichnis I, 6: DAVID, FREBOLD 1935, GERTH, KOCH.

4. Eokambrium

BUBNOFF, S. v., Die Halbinsel Kola. — Geol. Rundschau, 1937.
–, Neue Forschungen im Ural in ihrer grundsätzlichen Bedeutung. — Abh. Deutsche Akad. d. Wiss., Berlin, Math. nat. Kl. 1952.
HOLTEDAHL, O., Om trysylsandstenen og sparagmitavdelingen. — Norsk geol. Tidskr., 6, 1920.
–, Bidrag til finmarkens geologi. — Norsk geol. Unders, 84, 1918; wichtige Modifikationen: derselbe in Norsk. geol. Tidskr., XI, 3, 1931.
VOGT, TH., Foreholdet mellem sparagmitsystemet og det marine underkambrium ved Mjösen. — Norsk geol. Tidskr. 7, 1922.
S. auch GRABAU, SCHATSKI (oben), Allgemeines Verzeichnis I, 6: BAILEY-HOLTEDAHL 1938; v. BUBNOFF 1930, 1952; DAVID 1950; FREBOLD; KOCH.

5. Allgemeine Zusammenfassungen

ESKOLA, P., Conditions during the earliest geological times. — Annal. acad. scient. Fenniae, Ser. A, XXXVI, 4, 1932.
–, Praekambrium in Geol. Jahresberichte, Bd. I, A, 1938; Bd. III, A, 1941.
GEVERS, T. W., Comparative notes on the Praecambrium of Fennoscandia and South Africa. — Bull. com. géol. Finl., 119, 1937.
RUEDEMANN, R., The existence and configuration of Praecambrian Continents. — Bull. New York State Mus., 239, 1920.
SEDERHOLM, J. J., On the sub-Botnian inconformity and on Archean rocks formed by secular weatherin. — Bull. com. géol. Finl., 83, 1928.
STILLE, H., Geotektonische Gliederung der Erdgeschichte. — Abhandl. Preuß. Ak. d. Wiss. Math. naturw. Kl., 1944.
–, Ur- und Neuozeane. — Abhandl. Deutsche Ak. d. Wiss., Berlin, Math.-naturw. Kl., 1945/46.
–, Die assyntische Phase. — Zeitschr. Deutsche Geol. Ges., 98, 1945/46.

C. DIE ALTZEIT (PALÄOZOIKUM)

Die Altzeit der Erde entspricht größenordnungsmäßig einem Zeitraum von etwa 330 Millionen Jahren.

Die biostratigraphische Umgrenzung ist durch die Beschränkung vieler Tiergruppen auf diese Ära gegeben. Es sind das:

von Coelenteraten: Graptolithen, Böden- und Tetrakorallen;
von Echinodermen: Cystideen, Blastoideen und camerate Crinoideen;
von Mollusken: Goniatiten;
von Arthropoden: Trilobiten;
von Wirbeltieren: Panzerfische.

Außerdem haben Brachiopoden, Nautiloideen, Gigantostraken, Crossopterygier und zum Schluß Amphibien eine später nicht mehr erreichte Mannigfaltigkeit aufzuweisen. Es fehlen noch Säuger und Vögel; höhere Fische, Reptilien, Ammonoideen und Seeigel erscheinen im zweiten Teil der Ära.

Die Verteilung der Faunen gestattet folgende Sondergliederung:

Zeitalter mariner Invertebraten

Kambrium, leitend: Trilobiten;

Ordovizium (Unt. Silur), leitend: Trilobiten, Graptolithen, Nautiloideen;

Gotlandium (Ob. Silur), leitend: Graptolithen, Korallen, Brachiopoden. Fische erscheinen am Schluß.

Zeitalter der Fische

Devon, leitend: Fische, Goniatiten, Brachiopoden, Korallen; keine Graptolithen, Landpflanzen primitiv.

Zeitalter der Amphibien und Gefäßkryptogamen

Karbon, leitend: Goniatiten, Brachiopoden, Korallen, große Foraminiferen, Farne, Lepidophyten.

Perm, ähnliche Fauna, wichtig außerdem theromorphe Reptilien, primitive Ammonoideen und erste Nadelbäume.

Vom Standpunkt der Paläogeographie ist das Paläozoikum durch eine große Transgression im Kambrium und eine ebenfalls bedeutende Regression im Oberkarbon-Perm begrenzt. Die dazwischen liegende Zeitspanne umfaßt aber zwei große Zyklen, welche mit Transgressionen beginnen und mit weltweit verbreiteten gebirgsbildenden Bewegungen und Regressionen enden. Es sind das der altpaläozoische Zyklus, welcher mit der kaledonischen Gebirgsbildung am Ende des Silurs endet, und der jungpaläozoische Zyklus, welcher von der variscischen Gebirgsbildung im Oberkarbon-Perm abgeschlossen wird.

IX. KAMBRIUM

Der Name Kambrium (Cambria = römisch Nord Wales) wurde 1833 von SEDGWICK für Schichten verwendet, die älter als der devonische Altrotsandstein sind; bald danach (1835) hat MURCHISON das Silur abgetrennt und den Namen „Kambrium" nur für die basalen Bildungen des letzteren gelten lassen wollen, denen er eine selbständige Bedeutung absprach. Ähnlich bezeichnete BARRANDE das fossilreiche Mittelkambrium Böhmens als Primordialfauna des Silurs. Erst später wurde dieselbe als gut abgegrenzte Tiergemeinschaft erkannt und im Sinne der Arbeiten CH. LYELLs 1888 endgültig als Kennzeichnung einer besonderen Periode angenommen. Vom biologischen Standpunkt sprechen einige Forscher heute (SCHINDEWOLF 1940) der kambrischen Obergrenze eine gleich große Bedeutung zu wie der Grenze gegen das Algonkium.

1. Fauna und Biostratigraphie

Die stratigraphisch wichtigste Tiergruppe sind die Trilobiten, spezifisch paläozoische Gliederfüßler mit einem stellenweise durch Kalziumkarbonat verstärkten Chitinpanzer, der längs und quer dreigeteilt ist. Es ergibt sich daraus eine Quergliederung in Kopf (mit Anhängen), Rumpf mit wechselnder Zahl gelenkig verbundener Segmente (mit Spaltfüßen) und Schwanz (Pygidium) und eine Längsteilung in Spindel und Pleuren (Glabella und Wangen im Kopf). Die nächsten Verwandten (schon im Präkambrium abgetrennt) sind die paläozoischen Gigantostraken und die noch heute lebenden Xiphosuren (*Limulus* mit embryonaler Dreiteilung). Durch eine große Zahl von Rumpfsegmenten, fehlendes Einrollungsvermögen, meist kleines Pygidium, gegliederte Glabella und fehlende bzw. primitive Augen sind die meisten kambrischen Trilobiten von den späteren unterschieden (s. Tafel I).

Nach den wichtigsten Leitformen unterscheidet man im Kambrium drei Stufen, von unten:

Unterkambrium = *Olenellus*-Stufe = Georgische Stufe in Amerika,

Mittelkambrium = *Paradoxides*-Stufe = Acadische Stufe in Amerika,

Oberkambrium = *Olenus-Stufe* = Potsdam-Stufe in Amerika.

Man kann die kambrischen Trilobiten in fünf Unterordnungen einteilen, die auch stratigraphischen Wert haben. Es sind das:

Die Mesonaciden mit großem Kopfschild, zahlreichen stark bestachelten Segmenten und sehr kleinem Schwanzschild. Den ältesten Formen fehlt die Gesichtsnaht; sie haben eine deutlich gefurchte, nicht verbreiterte Glabella und große Augenwülste.

Nevadia — der älteste bekannte Trilobit (Nordamerika) ist vielleicht eokambrisch (Taf. I, 1).

Olenellus — in dem tieferen Teil des Unterkambriums; lange Kopfstacheln, ungleichmäßige Pleurenstacheln und langer Endstachel am Schwanzschild. Nordamerika (Taf. I, 2).

Holmia – in denselben Schichten; dem vorhergehenden ähnlich, aber ohne Schwanzstachel und mit gleichmäßigen Pleurenstacheln. Nordeuropa (Taf. I, 3).

Callavia – im höheren Unterkambrium; großes Kopfschild, gedrungener Bau, kurze Stacheln (Taf. 1, 4).

Redlichia – eine analoge Form des ostasiatischen Unterkambriums (Taf. I, 6).

Protolenus und *Lusatiops* – im höheren Unterkambrium Ostamerikas, Englands und Mitteleuropas (Lausitz); früher zu den Oleniden gestellt, erwiesen sie sich nach Auffindung vollständiger Exemplare als mit *Redlichia* eng verwandt (SCHWARZBACH, Centralbl. f. Min. etc. 1934), (Taf. I, 5).

Als mittelkambrischer Abkömmling kann die in zahlreiche Arten aufgespaltene Gattung *Paradoxides* betrachtet werden (Taf. I, 7). Ein großes Kopfschild mit sehr langen Seitenstacheln und kugelig aufgeblähter Glabella sind bezeichnend; die Augenwülste sind klein, aber eine deutliche Augennaht ist entwickelt; das Schwanzschild ist deutlich abgetrennt, klein und unbestachelt; das letzte Rumpfsegment hat meist zwei lange Stacheln. Die Arten sind zonar und provinziell wichtig; z. B. in Böhmen der riesige *P. bohemicus,* in Nordeuropa die Folge (von unten): *P. oelandicus* (und *groomi*) – *tessini* – *davidis* – *forchhammeri.*

Die Ptychopariden (Oleniden) sind ein schon ebenfalls im Unterkambrium beginnender, aber erst im Oberkambrium zu voller Entfaltung kommender Stamm (*Elvinia-, Pseudosaratoga-, Conaspis*-Faunen und andere). Ein gedrungener, oft vierseitiger Bau, eine Verbreiterung der freien Wangen, ein ± vergrößertes Pygidium mit breiten Seitenteilen und meist kurze Rumpfstacheln unterscheiden diese Gruppe von den Mesonaciden. Die jüngeren Formen sind durch eine sehr deutliche Augennaht, kleine Augenwülste und zuweilen durch eine Augenleiste charakterisiert.

Wichtig ist im Unterkambrium *Strenuella,* welche ein fast halbkreisförmiges Kopfschild mit verdicktem Rand und stark konvexer Glabella besitzt; das Schwanzschild ist auch rund.

Im höheren Unterkambrium und im Mittelkambrium tritt *Ptychoparia* (Taf. I, 8) auf, mit zylindrischer, vorne abgerundeter Glabella mit schiefen Einschnitten und scharfer, s-förmig gebogener Augennaht. Im Mittelkambrium sind vor allem die Formen *Conocoryphe* (ohne Stacheln, rundliches Kopfschild), *Sao* (gekörnelte Schale, Kopfschild mit kurzen Seitenstacheln), *Ellipsocephalus* (ohne Stacheln, vorne zugespitzte Glabella ohne Einschnitte, keine Augennaht), bezeichnend (Taf. I, 9 bis 11). Das Oberkambrium enthält die wichtigsten Formen, mit Arten von zonarer Bedeutung:

Olenus: gedrungener Bau, kleine, meist glatte Glabella, Kopfstacheln, deutliche Augenleiste, Schwanzschild schwach oder nicht bestachelt. Tiefere Teile des Oberkambriums (Taf. I, 12).

Leptoplastus: viereckiges, großes übergreifendes Kopfschild mit kurzen Stacheln, gefurchte Glabella; mittleres Oberkambrium (Taf. I, 15).

Eurycare: flaches, breites Kopfschild mit abnorm langen, gekrümmten Seitenstacheln, mittleres Oberkambrium (Taf. I, 16),

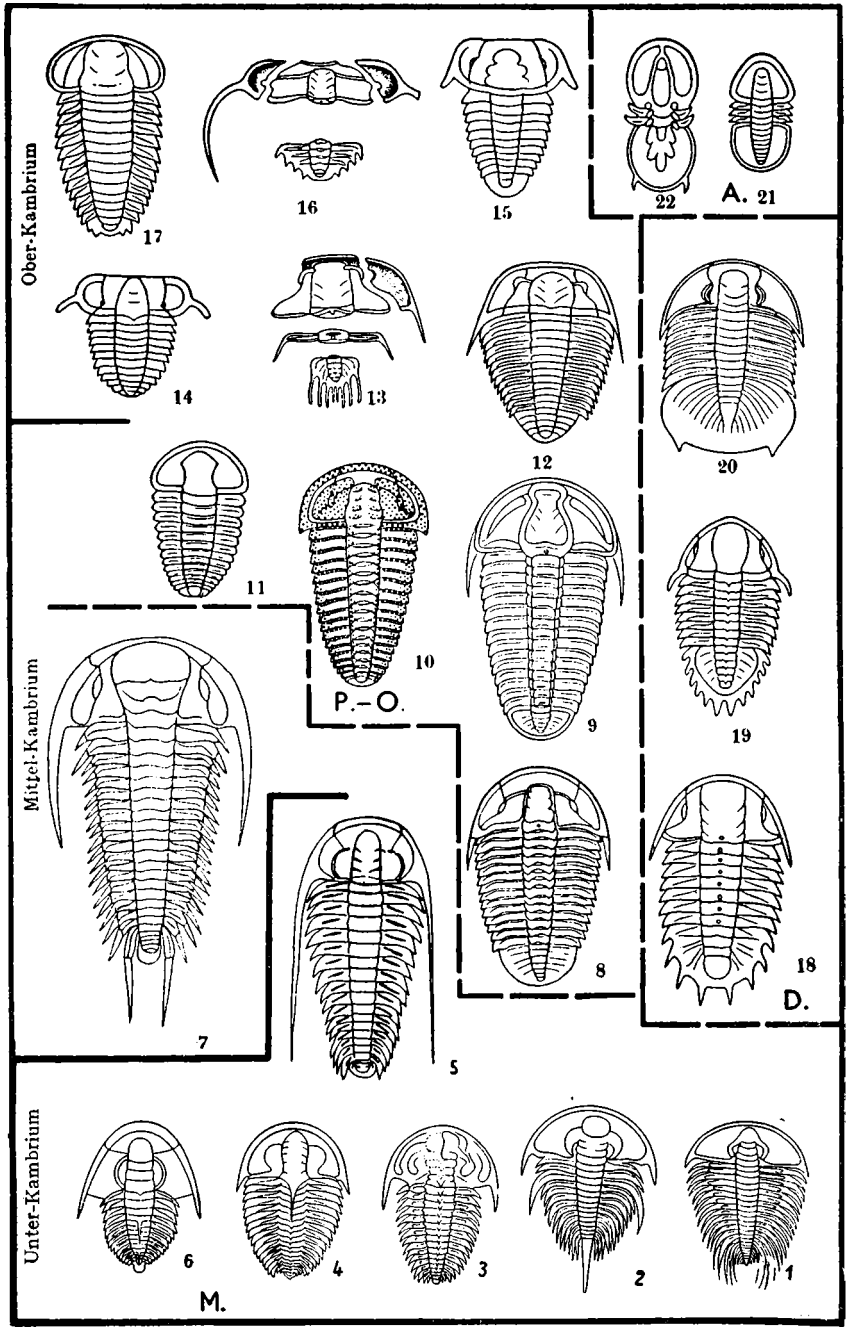
Parabolina: dreieckiges Kopfschild mit Stacheln, 6 bis 8 lange Stacheln am (gegliederten) Schwanzschild. Oberes Oberkambrium (Taf. I, 13).

Sphaerophthalmus: auffallend breites Kopfschild mit kurzen Anhängen, sehr kleines Schwanzschild. Oberes Oberkambrium (Taf. I. 14).

Peltura: rundliches Kopfschild mit aufgeblähten Wangen, ohne Stacheln, bestachelter Rumpf, Schwanzschild mit Zacken. Oberes Oberkambrium (Taf. I, 17).

Die Agnostiden sind eine abweichende Gruppe, welche durch gleiche Gestaltung von Kopf- und Schwanzschild, durch Fehlen von Augen und Augennaht und durch sehr wenige Rumpfsegmente ausgezeichnet ist. Zwei Vertreter seien genannt.

Tafel I, Kambrium



Erklärung nebenstehend

Eodiscus (Microdiscus) mit 3 Rumpfsegmenten; höheres Unterkambrium und tiefstes Mittelkambrium (Taf. I, 21).

Agnostus mit 2 Rumpfsegmenten; Mittel- und vor allem Oberkambrium (Taf. I, 22).

Zu den Agnostiden (Eodisciden) gehört ferner *Pagetia* mit Augen und Gesichtsnähten (Unter- und Mittelkambrium).

Die Dikelocephaliden sind eine vor allem im pazifischen Gebiete weitverbreitete Gruppe mit meist sehr großem Schwanzschild. Sie haben stratigraphische und provinzielle Bedeutung.

Dikelocephalus — mit großem flachem Schwanzschild mit 2 Zacken und langen Stacheln am Kopf. Mittleres Oberkambrium (Taf. I, 20).

Die Corynexochiden sind eine in der atlantischen und pazifischen Provinz weitverbreitete Gruppe mit großem, meist bestacheltem Schwanzschild. Wichtig sind in Europa und Nordamerika:

Dorypyge — mit großem, stark gezacktem Schwanzschild. Mittelkambrium (Taf. I, 19).

Olenoides — mit absonderlich langem, bestacheltem Kopfschild und langer, vielfach eingeschnürter Glabella. Unteres Mittelkambrium (Taf. I, 18).

Die Arthropoden oder Gliederfüßler bilden die höchstorganisierte Tiergruppe des Kambriums; neben den Trilobiten treten im Kambrium mit Ausnahme echter Dekapoden schon alle wichtigsten Typen derselben auf.

Besonders aufschlußreich waren in dieser Hinsicht die zahlreichen, von WALCOTT beschriebenen Reste aus den Burgess-Schiefern von Brit.-Kolumbien (1912), wo sich typische Merostomen *(Sidneyia,* Taf. III, 11) und Schalenkrebse, d. h. Phyllocariden und Ostracoden, fanden (Taf. III, 8). In denselben Schichten fand sich die eigentümliche *Aysheaia* (Taf. III, 5), welche von HUTCHINSON als Vertreter der Onychophora (lebende Form *Peripatus*) betrachtet wird und vielleicht als Übergang zwischen Arthropoden und Gliederwürmern (Anneliden) bezeichnet werden kann. Diese letzteren sind in den Burgess-Schiefern ebenfalls reichhaltig vertreten, und es lassen sich schon die Gruppen der Chaetopoden, Gephyraeen und Chaetognathen unterscheiden (*Amiskwia,* Taf. III, 2).

Viel weiter verbreitet sind Röhren von Grabwürmern (Tubicolen) – *Arenicolites, Scolithus* (einfache Röhren; Taf II, 1), *Diplocraterion, Corophioides* (U-förmig gebogene Röhren mit zwei Mündungen), welche oft, besonders in den unterkambrischen Sandsteinen, dicht gedrängt in einzelnen Lagen auftreten und häufig in diesen die einzigen organischen Reste darstellen.

Eigentümliche Röhren mit organischer (verkohlter) Wand hat STEHMANN als

Tafel I (S. 114): Kambrische Trilobiten

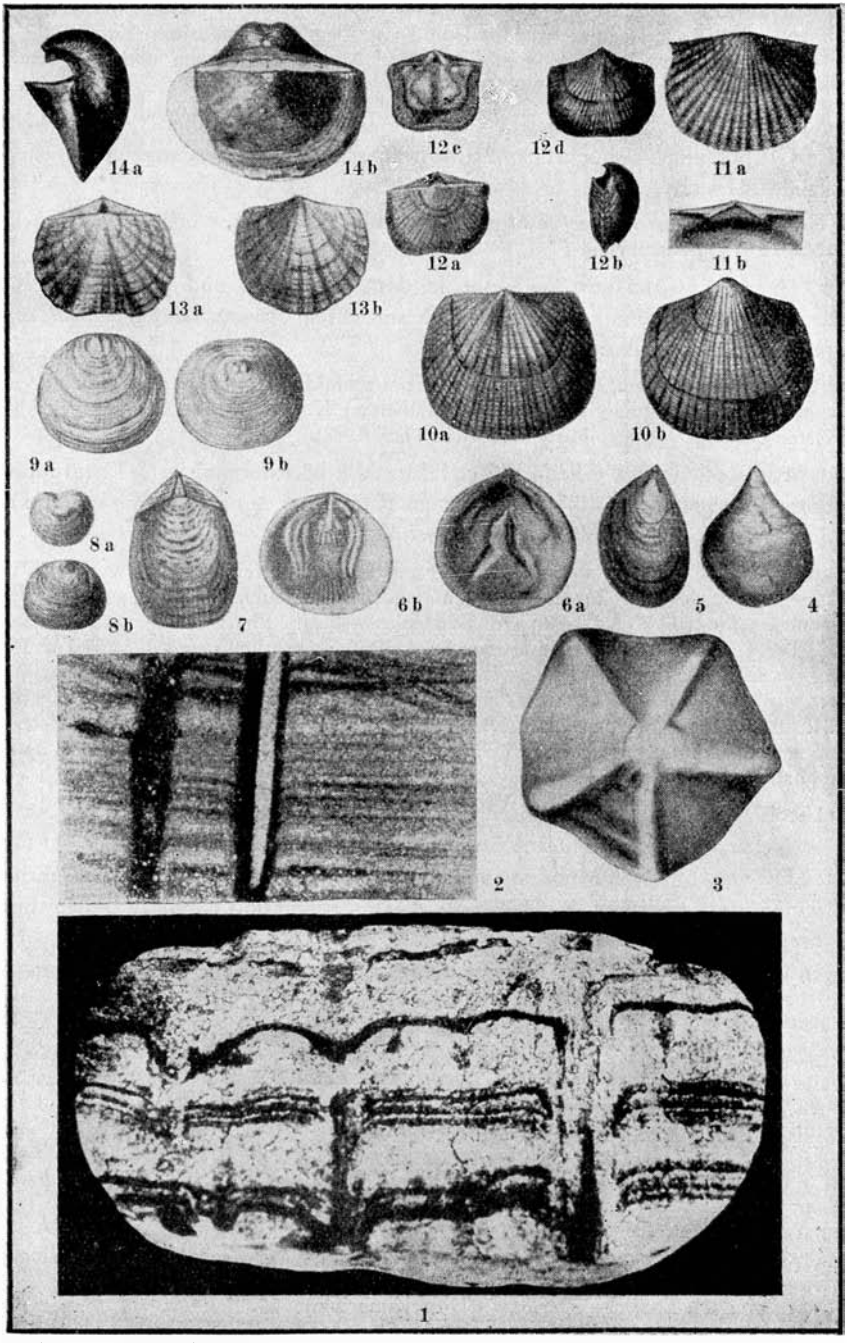
Mesonaciden: 1. *Nevadia weeksi;* 2. *Olenellus thompsoni;* 3. *Holmia kjerulfi;* 4. *Callavia broeggeri;* 5. *Protolenus (Lusatiops) lusaticus;* 6. *Redlichia manchuriensis* (1 bis 6 Unterkambrium); 7. *Paradoxides bohemicus* (Mittelkambrium).

Ptychopariden (Oleniden): 8. *Ptychoparia striata;* 9. *Conocoryphe sulzeri;* 10. *Sao hirsuta;* 11. *Ellipsocephalus hoffi* (Mittelkambrium); 12. *Olenus truncatus;* 13. *Parabolina spinulosa;* 14. *Sphaerophthalmus alatus;* 15. *Leptoplastus salteri;* 16. *Eurycare latum;* 17. *Peltura scarabaeoides* (Oberkambrium).

Dikelocephaliden und Corynexochiden: 18. *Olenoides curticei;* 19. *Dorypyge lakei;* 20. *Dikelocephalus minnesotensis.*

Agnostiden: 21. *Eodiscus speciosus* (Unterkambrium); 22. *Agnostus pisiformis* (Oberkambrium).

Tafel II, Kambrium



Erklärung nebenstehend

Lepocraterion (II, 2) aus dem tiefstkambrischen Nexö-Sandstein Bornholms beschrieben. Ihre Zugehörigkeit ist unsicher; gewisse Analogien bestehen zum präkambrischen *Corycium* SEDERHOLMS, nur war *Lepocraterion* langgestreckt und festsitzend (? Schlauchalgen, die zum sessilen Benthos übergingen).

Von den Mollusken ist die höchstorganisierte Gruppe der Kopffüßler (Cephalopoden) nur durch die Nautilidengattung *Volborthella* vertreten, welche im Unterkambrium des Ostbaltikums (blauer Ton) gelegentlich häufig ist. Diese durch Querscheidewände gegliederten Röhrchen mit kalkiger oder agglutinierender Schale besitzen primitive Merkmale (III, 9).

Wichtiger sind die Gastropoden, unter denen primitive Napfschnecken (Rundkiemer) vorwiegen, von denen einige, wie *Scenella* (Taf. III, 7) lokal leitend sind. Doch treten auch schon höher aufgewundene Formen auf, wie z. B. *Raphistomina* (Schildkiemer) und vielleicht auch die ersten, turmförmigen Kammkiemer. Daneben sind die gewöhnlich zu den Pteropoden gerechneten Hyolithen (Röhren mit dreieckigem Querschnitt) und verwandte, systematisch unsichere Formen, wie *Torellella* usw. besonders im Unterkambrium bezeichnend (Taf. III, 6). Wenig Bedeutung haben dagegen die Muscheln, von denen im höheren Kambrium spärliche Reste vorliegen.

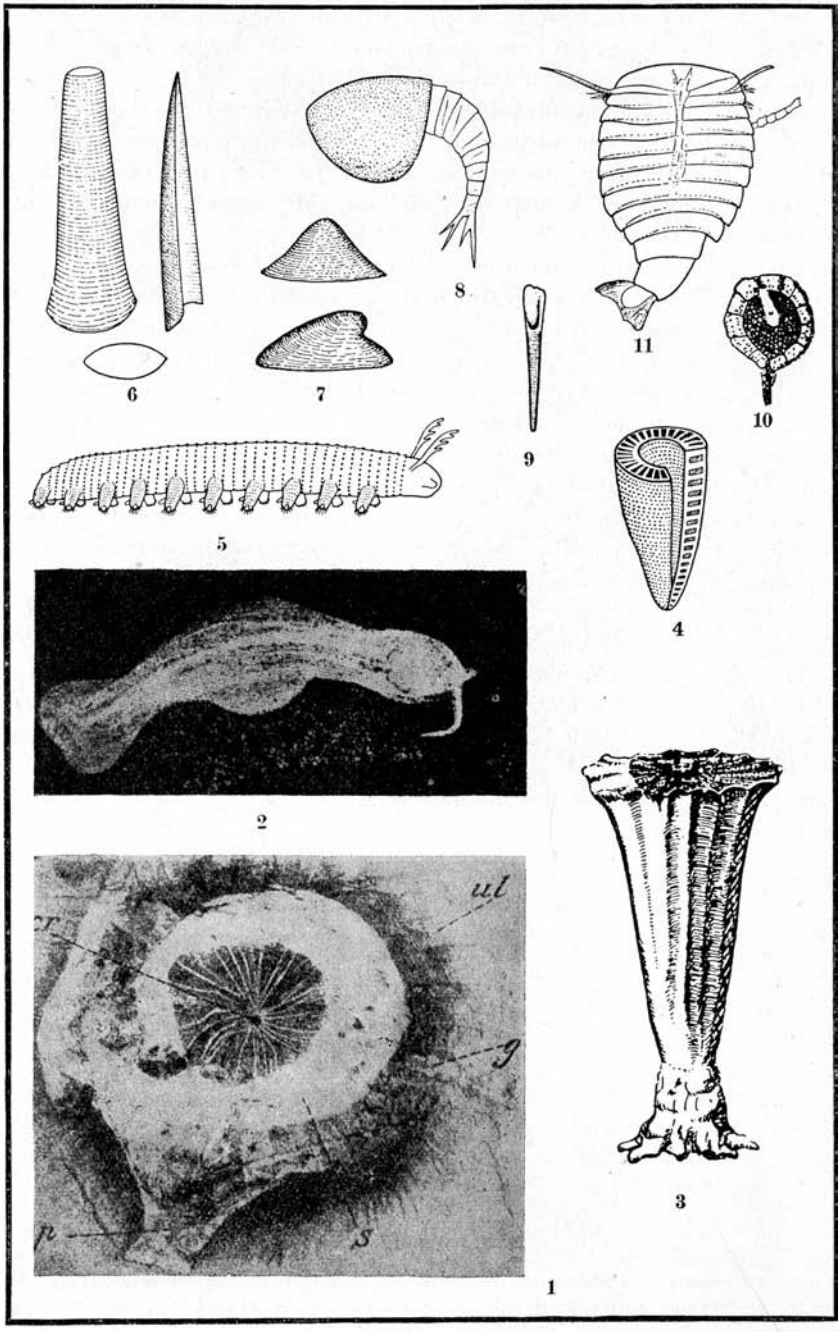
Demgegenüber sind die Brachiopoden (Armfüßler) schon reicher entwickelt und stratigraphisch nicht ohne Bedeutung. Es überwiegen noch die hornschaligen Inarticulaten, unter denen die dreieckige, schwach radial gestreifte *Lingulella* (Taf. II, 5, 7), die rundlichen, mit hufeisenförmigen Muskeleindrücken versehenen *Obolella* (Taf. II, 6) und *Mickwitzia* (Taf. II, 4), die flache, konzentrisch gestreifte *Acrothele* (Taf. II, 9), die mit höherem Wirbel und Delthyrialspalte versehene *Acrotreta* (Taf. II, 8) genannt seien. Von den kalkschaligen Articulaten sind vor allem Formen ohne verkalktes Armgerüst vorhanden: *Orthis* (Taf. II, 10, 12, 13), *Billingsella* (mit hoher Area und Medianseptum in der Dorsalschale; Taf. II, 11) und *Huenella* (zu den Pentameriden gerechnet) seien genannt. Jedoch treten auch schon im unteren Kambrium hochdifferenzierte Formen, wie *Kutorgina*, auf (Taf. II, 14).

Der Stamm der Echinodermen befindet sich in einem primitiven Stadium. Vor allem sind jene Gruppen vertreten, welche noch nicht die ausgesprochen fünfseitige Symmetrie erworben haben und bei denen auch das Skelett nicht die endgültige, mehr oder weniger starre Beschaffenheit angenommen hat. So sind aus den Burgess-Schiefern Holothurien (Taf. III, 1) bekanntgeworden, bei denen schon die beiden Hauptgruppen zu unterscheiden sind (*Mackenzia* und *Eldonia*), so daß diese Klasse, die vielleicht von den Würmern abzweigte, sich als die älteste erweist. Daneben sind Cystideen bekannt, so der flache *Trochocystites*

Tafel II (S. 116): Kambrische Brachiopoden, Würmer u. a.

1. *Scolithus*-Röhren, Unterkambrium, n. BENNHOLD; 2. *Lepocraterion*, Nexö-Sandstein, Unterkambrium, n. STEHMANN; 3. *Medusites lindstroemi*, Unterkambrium; 4. *Mickwitzia monilifera*, Unterkambrium; 5. *Lingulella ferruginea*, Unterkambrium; 6. *Obolella crassa*, Unterkambrium; 7. *Lingulella davisi*, Oberkambrium; 8. *Acrotreta*, a) Stielklappe, b) Armklappe; 9. a) und b) *Acrothele*, Mittelkambrium; 10. a) und b) *Orthis lindstroemi*, Mittelkambrium; 11. a) *Billingsella*; 11. b) desgl. Schloßrand der Armklappe, Mittelkambrium; 12. *Orthis romingeri*, a) Armklappe, b) Seitenansicht, c) Steinkern der Armklappe, d) Stielklappe, Mittelkambrium; 13. *Orthis (Orusia) lenticularis*, Oberkambrium; 14. a) und b) *Kutorgina cingulata*, Unterkambrium; 3 bis 14 aus G. GÜRICH, Leitfossilien.

Tafel III, Kambrium



Erklärung nebenstehend

mit kurzem, oft undeutlich gegliedertem Stiel und *Eocystites* mit unregelmäßigen Kelchplatten und längerem Stiel (Taf. III, 10). Eocrinoiden treten im Unterkambrium Australiens auf (N. H. SCHMIDT, Pal. Z., 24, 1951).

Aus dem Stamme der Coelenteraten sind vor allem die Scyphozoen zu nennen, zu denen die im Unterkambrium des Baltikums recht häufigen fünf- oder vierteiligen Steinkerne von *Medusites* gehören (Taf. II, 3). Die stratigraphisch außerordentlich wichtigen, systematisch noch unsicheren Archaeocyathiden (= Pleospongien) werden heute den Poriferen (Schwämmen) zugerechnet; sie sind als Kalkbildner, vielleicht auch direkt als Riffbildner im Unter- und Mittelkambrium des Mediterrangebietes und Sibiriens wichtig, treten aber auch anderwärts auf (Lausitz, Bretagne, Appalachen, Ostasien, Australien). Es handelt sich um sessil-benthonische Kalkkelche mit zentralem Hohlraum und mit einer doppelten, durch ein Netz von ± regelmäßig gestellten Längs- und Querlamellen verstärkten Wand (Taf. III, 3, 4).

Erwähnt sei, daß Fischschuppen (? Conodonten) im Kambrium Nordamerikas vorkommen sollen.

Pflanzenreste sind aus dem Kambrium mehrfach erwähnt worden, das meiste davon ist indessen fraglich. Ganz unsicher ist die Stellung der verschlungenen, wulstigen, gestreiften Gebilde, wie *Phycodes, Eophyton, Cruziana* und andere, oder der verzweigten büschelförmigen Strukturen, wie *Oldhamia,* welche die Schichtflächen einiger unterkambrischer Sedimente bedecken und lokal stratigraphisch verwertet worden sind. Die frühere Deutung als Tangmassen oder als Algen ist heute kaum noch haltbar; zum Teil handelt es sich um Kriechspuren oder Grabwürmergänge. Dagegen sind echte Algen, und zwar fadenförmige Cyanophyceen (Blaualgen), im Kambrium von Sardinien, Kalkalgen (Girvanellen, verschlungenes Netzwerk, vieleicht als Gänge bohrender Algen zu deuten) in China und in der Antarktis sicher vorhanden; sie treten ja schon im Präkambrium auf (S. 75). Auf die Tätigkeit von Blaualgen werden auch verschiedene Kalkknollen und stromatolithähnliche Gebilde zurückgeführt.

2. Die Faziesgebiete

Fast auf der ganzen Erde beginnt das Kambrium mit einer großen Transgression des Meeres über die eingeebneten Kontinentalgebiete des Jungalgonkiums. Die sich dabei ausbreitenden Faunen lassen sich in zwei Hauptreiche gliedern, das acado-baltische und das pazifisch-mediterrane, innerhalb derer man verschiedene Provinzen unterscheiden kann, welche zum Teil Überschneidungen zeigen.

Tafel III (S. 118): Kambrische Fossilien

1. *Eldonia* (Holothurie), *er* Radialkanal, *ul, p* gelappter Mantelrand, *g* Geschlechtsorgan, *s* Darm. Nach WALCOTT; 2. *Amiskwia* (Pfeilwurm) nach WALCOTT; 3. *Archaeocyathus* nach BORNEMANN; 4. *Archaeocyathus,* Schema nach SIMON; 5. *Aysheaia,* aus SCHUCHERT; 6. *Hyolithes,* Längs- und Seitenansicht, unten Querschnitt; 7. *Scenella* von vorne und von der Seite; 8. *Hymenocaris;* 9. *Volborthella,* Unterkambrium; 10. *Trochocystites bohemicus;* 11. *Sidneyia.*

A. Das acado-baltische (atlantische) Reich

Für diese Provinz kann folgende allgemeine Gliederung angegeben werden (von oben):

Oberkambrium. Zone der *Parabolina heres* und *Acerocare ecorne*
„ „ *Peltura scarabaeoides* und *Sphaerophthalmus alatus*
„ „ *Parabolina spinulosa* und *Orusia lenticularis*
„ „ *Olenus macrurus*
„ „ *Olenus truncatus* und *Ol. gibbosus*
„ „ *Agnostus pisiformis*

Mittelkambrium. Zone der *Agnostus laevigatus* } *Paradoxides forchhammeri*
„ „ *Solenopleura brachymetopa* }
„ „ *Agnostus parvifrons* } *Paradoxides tessini*
„ „ *Paradoxides davidis* }
„ „ „ *gibbosus* und *Conocoryphe exsulans*
„ „ *Paradoxides oelandicus*

Unterkambrium. Zone des *Protolenus*
„ „ *Eodiscus speciosus, Strenuella, Torellella*
„ *Holmia kjerulfi, Callavia callavei, Volborthella.*

a) Englische Provinz

Die tiefsten Teile dieses (geosynklinalen) Beckens mit einer vollständigen Zonenfolge liegen im zentralen England (Shropshire) und in Wales:

Unterkambrium: Caerfai-Gruppe von Südwales (460 m), untere Harlechgruppe in Nordwales (1200 m). Die unteren Teile der Folge sind fossilleer (Wrekin-Quarzit); höher besteht ein Wechsel von groben Grauwacken und Schiefern. In Shropshire hat Cobbold 8 Subzonen unterschieden, wobei unten als Leitform *Callavia,* höher oben *Strenuella* und *Eodiscus,* im Hangenden endlich *Protolenus* und *Hyolithes* auftreten. Von Brachiopoden sind *Obolella* und *Kutorgina* häufiger.

Mittelkambrium: Solva-Gruppe = obere Harlech-Gruppe und Menevian-Stufe im Hangenden (bis 800 m). Recht häufig ist ein Übergreifen des Mittelkambriums über verschiedene Horizonte des Unterkambriums. Ganz allgemein zeigt das Vorherrschen dunkler Schiefer eine Vertiefung an. Faunistisch lassen sich folgende Abteilungen unterscheiden (von unten):

Paradoxides groomi
Dorypyge lakei und *Acrotreta socialis* (= *oelandicus*-Z. Skandinaviens)
Paradoxides aurora } unten *Conocoryphe*, oben Agnostiden,
Paradoxides hicksi } entspricht der *tessini*-Z. Skandinaviens
Hartshillia inflata }
Paradoxides rugulosus und *Paradoxides davidis* } viele Agnostiden, entspricht der
Billingsella-Schichten } *forchhammeri*-Z. Skandinaviens

Oberes Kambrium (*Lingula* flags – bis 1500 m). Es beginnt mit einer Verflachung und mit Sandsteinen, in denen *Lingulella davisi* häufig ist. Höher folgen

wieder dunkle Schiefer (Vertiefung). Die zonare Gliederung stimmt mit Skandinavien überein. Von unten:

Maentwrog-Serie: *Olenus cataractes,*
Olenus gibbosus;
Festiniog-Serie: *Hymenocaris,*
Olenus macrurus;
Dolgelly-Serie: *Parabolina spinulosa,*
Orusia (Orthis) lenticularis,
Agnostus trisectus,
Peltura scarabaeoides.

Im mittleren England bestand also ein tiefer Trog (Geosyklinale), in dem mehrere tausend Meter kambrischer Sedimente abgelagert wurden; das Vorhandensein von *Protolenus* und *Eodiscus* deutet auf Beziehungen zu Ostamerika einerseits, zu Norddeutschland-Polen anderseits. Das Flachmeer auf dem Baltischen Schild zeigt dagegen eine abweichende Fazies (s. unten).

Während eine Fortsetzung der Geosynklinale nach NO, d. h. nach Norwegen wahrscheinlich ist (s. unten) sind in Nordschottland die Verhältnisse anders: das Unterkambrium beginnt mit Sandsteinen mit Wurmröhren *(Scolithus)*, über denen dolomitische Schiefer *(Olenellus, Kutorgina)*, dann „Serpulit"-Sandsteine folgen. Höher liegen Kalke mit *Archaeocyathus*, die dem mittleren Kambrium entsprechen. Diese Durness-Kalke sollen bis ins Ordovizium reichen, doch ist eine sichere Vertretung von Oberkambrium nicht belegt. Es handelt sich um Flachmeerablagerungen mit westamerikanischen (pazifischen) Anklängen, welche wohl nur durch Wanderungen der Faunen an der Küste dieses Meeres zu erklären sind. Es ist möglich, daß sie durch eine Schwelle von dem tieferen acado-baltischen Trog im SO getrennt waren.

Südlich des Troges fehlt in Cornwall Unterkambrium ganz, während in der Bretagne bunte, grobklastische Schichten die Nähe eines Festlandes anzeigen. Eine mittelkambrische Transgression ist in der Bretagne durch Schiefer und Kalke mit *Archaeocyathus* und Kalkalgen bewiesen. Im Oberkambrium treten *Lingula*-Sandsteine und vulkanische Ergüsse auf.

b) Die skandinavisch-baltische Provinz

In Skandinavien sind zwei Ausbildungen vorhanden: die norwegische Geosynklinal-Fazies und das baltische Schelfmeer.

Im norwegischen Hochgebirge besteht als Fortsetzung der englischen Geosynklinale eine mächtige, aber meist metamorphe und daher fossilleere Entwicklung (Röros-Schiefer). Nur gelegentlich wurden in taschenförmigen Vertiefungen der Grundgebirgsoberfläche Reste von Unterkambrium gefunden, welche der Metamorphose entgangen sind; von unten:

Kalksandstein mit *Discinella holsti,*
Grüne Schiefer und Sandstein mit *Volborthella* und *Platysolenites antiquissimus,*
Grüne Schiefer mit *Holmia kjerulfi,*
Grüne Schiefer und Kalk mit *Strenuella linnarssoni* und *Torellella laevigata.*

Höhere Zonen sind durch Fossilien nicht zu belegen. Die Fazies ist wechselvoll, entsprechend der Bindung an einen später durch Gebirgsbildung weitgehend umgestalteten, labilen Raum (Geosynklinale). ASKLUND (1938) betrachtet das recht vollständige und fossilführende, aber wenig mächtige Kambrium Jämtlands als östliche Litoralfazies des von NW transgredierenden Meeres und nimmt an, daß dasselbe vom baltischen Schelfmeer zunächst wenigstens durch eine NNO-SSW verlaufende zentralfennoskandische Schwelle getrennt war (Abb. 50).

Im baltischen Schelfmeer südöstlich von dieser Schwelle schreitet die Transgression im Unterkambrium nach N und W gegen die Schwelle vor. Durch größere Einförmig-

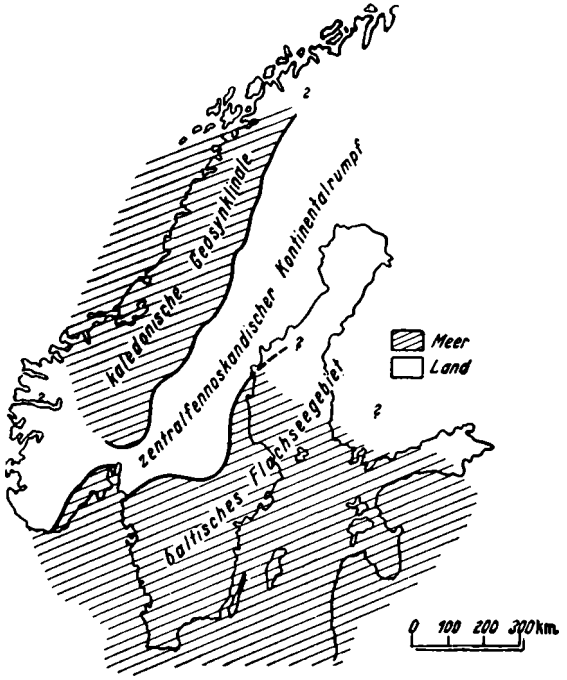


Abb. 50. Land und Meer im tieferen Kambrium in Skandinavien. Nach B. ASKLUND.

keit der Sedimente und geringere Mächtigkeit (100 bis 150 m) ist diese Fazies von der Englands und Norwegens unterschieden. Faunistisch sind die Unterschiede zunächst bedeutend, während später eine Angleichung stattfindet.

Zwei Faziestypen sind bezeichnend: 1. helle Sandsteine, zum Teil glaukonitführend, die nach oben in blaugrüne Tone übergehen und vorwiegend hornschalige Brachiopoden, Wurmröhren, Hyolithen und spärliche Trilobiten enthalten; 2. dunkle, oft bituminöse Schiefer mit Pyrit, häufig durch Alaungehalt gekennzeichnet (Oxydation des Pyrits – Schwefelsäurebildung – Bindung dieser an die Tonerde der Schiefer). Schwarze Stinkkalke (Orsten) mit Ausscheidung von grobkristallinem, bitumenhaltigem Kalkspat (Anthrakonit) sind bankweise eingeschaltet. Die Fauna setzt sich vorwiegend aus Trilobiten zusammen.

Die schieferige Fazies ist in größerer Landferne, aber auch in geringer Tiefe entstanden, wie man an häufigen Sedimentationsunterbrechungen und am brecciösen Charakter der Orstenbänke erkennt, welche in flachem, bewegtem Wasser gebildet wurden. Der Fazieswechsel findet örtlich zu verschiedenen Zeiten statt, im allgemeinen entsprechend der fortschreitenden Transgression. Die Schiefer überwiegen im Süden (Schonen) und Westen (Oslo).

Unterkambrium. Ganz allgemein beginnt das Kambrium mit sandig-klastischen Bildungen, wobei der Basalhorizont verschiedenen Zonen angehören kann.

In Schonen liegen über einer konglomeratischen Basis etwa 25 m helle, quarzitische Sandsteine mit *Diplocraterion* u. ähnl. (Hardeberga-Schichten) und erst höher erscheinen Grauwacken und Glaukonit-Sandsteine, welche zum Teil die aus Norwegen bekannten Zonenfossilien führen. Auf Bornholm geht der basale helle Nexö-Sandstein, welcher bis auf Wurmspuren fossilleer ist, nach oben in grüne Schiefer mit Hyolithen und in Rispebjerg-Sandstein (*Holmia*-Zone) über. Die Folge weiter im Norden (Kalmar) ist ähnlich, doch scheint hier die Transgression erst später einzusetzen.

An der Südküste des Finnischen Golfes ist die Ausbildung anders (von unten):

A 1 a Liegende Konglomerate und unterer Sandstein, etwa 70 m.

A 1 b Blauer Ton, plastisches glaukonitreiches Gestein mit Foraminiferen, 43 bis 89 m mächtig, nach Oepik (1929) gegliedert in

Unterer fossilfreier Teil; Laminariten-Schichten im Osten;

Hyolithen-Zone mit *Hyolithes, Platysolenites antiquissimus, Pleurotomaria.*

A 1 c Eophyton-Sandstein (11 bis 14 m), gegliedert in:

Glaukonitische Sandsteine mit *Holmia mickwitzi, Mickwitzia monilifera* u. a.,

Ton mit *Volborthella tenuis,*

Sandstein mit ? Algenresten,

Konglomerat mit *Mickwitzia,*

Ton mit *Scenella discinoides,*

A 1 d Fucoiden-Sandstein – 15 m, mit *Diplocraterion* und *Scolithus.*

Hier wären also A 1 b Äquivalente der *Discinella holsti-* und *Platysolenites*-Zone Norwegens, A 1 c Äquivalente der *Holmia*-Schichten, A 1 d solche der *Strenuella*-Zone. Das von Rüger vermutete eokambrische Alter der Serie A 1 a scheint sich nach Mitteilung von A. Oepik nicht zu bewahrheiten, da in ihr schon *Platysolenites* auftritt. Wohl aber sollen nach Schatski weiter im Südosten bis Moskau unter ihnen noch die Gdow-Schichten des Eokambriums lagern (s. S. 98). Die Paläogeographie der frühkambrischen Zeit in Nordosteuropa ist noch nicht ganz geklärt, was bei Betrachtung von Abb. 52 zu beachten ist.

In den zentralen Teilen Schwedens zeigen die wenigen erhaltenen Relikte eine rein sandige Entwicklung: unten *Mickwitzia*-Sandstein (mit *Mickwitzia monilifera, Medusites lindstroemi, Cruziana),* oben *Lingula*-Sandstein. Sie entsprechen wohl der *Holmia-* und *Strenuella*-Zone, da das tiefere Unterkambrium hier fehlen dürfte. Die weite Verbreitung des Kambriums wird durch das Vorkommen von fossilführendem unterkambrischem Sandstein in Spalten des Rapakiwi von Björneborg und der Ålandsinseln wahrscheinlich gemacht.

Das mittlere Kambrium ist im Westen des Baltischen Schildes als dunkler Alaunschiefer mit Stinkkalken ausgebildet; nur an der Basis (in Öland auch in der Mitte), zeigen sich sandige Einlagerungen, und die basalen Zonen können auch ganz fehlen. Eine Gliederung nach Trilobiten ist bei Oslo, auf Schonen, Öland und Bornholm möglich. Nach STRAND (1929) von unten:

1 c α. *Paradoxides oelandicus,* oft fossilarm, zuweilen sandig.
1 c β. *Conocoryphe exsulans,* gelegentlich kalkig-brecciös, unten *Agnostus atavus, Obolella sagittalis*
1 c γ. *Paradoxides tessini,* mit reicher Trilobiten- und Brachiopoden- *(Acrothele granulata)* Fauna, in Schweden zum Teil sandig. Untergliederung in:
Eodiscus scanicus
Agnostus parvifrons und *A. intermedius*
Bailiella aequalis und *Agnostus rex*
1 c δ. *Paradoxides davidis* und *P. rugulosus*
1 d α. *Paradoxides forchhammeri,* in Schonen gegliedert in:
Agnostus lundgreni
Hyolithen-Kalk
Andrarum-Kalk mit Agnostiden und Brachiopoden, zum Teil konglomeratisch mit *Orthis exporrecta*
1 c β. *Agnostus laevigatus.*

Weiter im Norden schließt das Mittelkambrium oben oft mit einem Konglomerat mit *Orthis exporrecta* ab.

Im Ostteil dieses baltischen Beckens ist kein Mittelkambrium bekannt; angeblich treten Gerölle mit Stacheln von *Paradoxides* gelegentlich im ordovizischen *Obolus*-Sandstein auf, doch ist eine frühere Verbreitung und vorsilurische Abtragung des Mittelkambriums nicht gesichert.

Das obere Kambrium hat in Norwegen (Oslo), Mittelschweden, Schonen und Bornholm ebenfalls die Ausbildung von Alaunschiefern mit Stinkkalken. Die vollständigste, in den Grundzügen auch in Mitteleuropa geltende Feingliederung zeigt von unten:

Agnostus pisiformis,
Olenus truncatus, O. gibbosus,
Parabolina spinulosa, Orusia (Orthis) lenticularis,
Eurycare latum, Leptoplastus ovatus,
Eurycare angustatum, Leptoplastus stenotus,
Ctenopyge,
Peltura scarabaeoides und *Sphaerophthalmus alatus,*
Parabolina heres, Acerocare ecorne, Ac. granulatum.

Auf Öland besteht das obere Kambrium aus sandigen Schiefern, im südbottnischen und im estnischen Gebiet fehlt es überhaupt, so daß hier mit einem weitgehenden Rückzug des Meeres zu rechnen ist, der mit den Konglomeraten des oberen Mittelkambriums beginnen dürfte.

c) Die mitteleuropäische Provinz

Nur vereinzelte Fundstellen geben von dem Vorhandensein dieses ausgedehnten Meeresteiles Kenntnis.

Armorika. Im Cotentin liegt diskordant auf Saint-Lô-Phyllit eine Folge von bunten Konglomeraten, roten Schiefern und Arkosen, über denen der ordovizische armorikanische Sandstein folgt. Die Schiefer enthalten Kalke mit *Archaeocyathus* und *Bigotina (Protolenus)*, also oberes Unterkambrium. In der Bretagne ist dagegen eine Trennung des kambrischen und jungalgonkischen Anteils innerhalb des „Briovérien" oft kaum durchführbar. Ob die mit dem Kambrium vergesellschafteten Eruptiva (Trégorrois) hierher gehören oder jünger sind, ist heute fraglich.

Ardennen. Unter quarzitischen Phylliten mit *Dictyonema* (Salm-Stufe) des unteren Ordoviziums liegen dunkle pyritreiche Schiefer (Revin-Stufe), Quarzite und Phyllite mit „*Oldhamia*" (Deville-Stufe). Die etwas metamorphe Folge ist praktisch fossilleer.

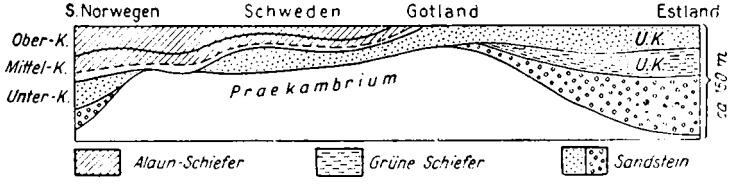


Abb. 51. Sammelprofil durch das skandinavische Kambrium, bezogen auf die Unterkante des Ordoviziums als Horizontale. Stark überhöht.

Lausitz. Nach SCHWARZBACH trägt hier das Kambrium geosynklinalen Charakter. Das Unterkambrium beginnt mit Kalken mit *Archaeocyathus*, über denen Schiefer mit *Eodiscus*, höher mit *Protolenus (Lusatiops)* folgen (16 bis 22 m). Dem mittleren Kambrium werden Grauwacken mit Kalkbänken (Brachiopoden und Hyolithen, 30 m) zugerechnet. – Eine ähnliche Folge liegt bei Dobrilugk und enthält hier eine reichere mittelkambrische Fauna (W. E. SCHMIDT, 1944). Initiale basische Magmatite sind aus dem Bober-Katzbach-Gebirge bekannt.

Im polnischen Mittelgebirge (Lyssa Gora) ist auch eine recht vollständige kambrische Serie bekannt geworden, die sich wie folgt gliedert (nach SAMSONOWICZ und CZARNOCKI):

Unterkambrium. *Mesonacis*-Stufe. Schiefer und Sandsteine, unten mit *Torellella laevigata, Hyolithes, Volborthella*, in der Mitte mit *Holmia kjerulfi*, oben mit *Strenuella primaeva*, also mit einer an das Baltikum gemahnenden Gliederung, aber mit vielen endemischen Formen.

Protolenus-Stufe. Schiefer mit Sandsteinlagen; unten *Strenuella*, in der Mitte *Eodiscus speciosus* und *Ellipsocephalus*, oben *Protolenus*. Das erinnert an die Lausitz und an die englische *Protolenus*-Zone, die im Baltikum nicht nachweisbar ist.

Mittelkambrium. Sandsteine, unten fossilleer, in der Mitte neben vielen neuen Formen: *Paradoxides tessini*, oben *Ellipsocephalus polytomus*.

Oberkambrium. Schiefer und Quarzite, unten fossilleer, in der Mitte viele endemische Formen, oben die typisch skandinavische Fauna mit *Peltura scarabaeoides* und *Sphaerophthalmus alatus*.

Die mitteleuropäischen Vorkommen enthalten also neben skandinavischen Anklängen auch typisch englische Formen und beweisen, daß ein kambrisches Meer sich von England bis Polen erstreckte; die Folge war hier sogar vollständiger als in Skandinavien. Das Ordovizium beginnt mit einer ausgesprochenen Diskordanz.

d) Die böhmische Provinz

Über das gefaltete Algonkium von Prag transgrediert eine zum Teil sehr mächtige kambrische Serie (bis 1500 m), die indessen lückenhaft und nur örtlich fossilführend ist.

Das Unterkambrium fehlt im Nordwesten der Prager Mulde vollkommen; im Süden besteht es aus polymikten Konglomeraten (Žitec), Quarzkonglomeraten (Hluboš), Grauwacken (Sadek) und einem hangenden, hellen Konglomerat (Třemošna). Die Folge wird 1100 bis 1500 m mächtig, ist aber nur lokal verbreitet und fossilleer.

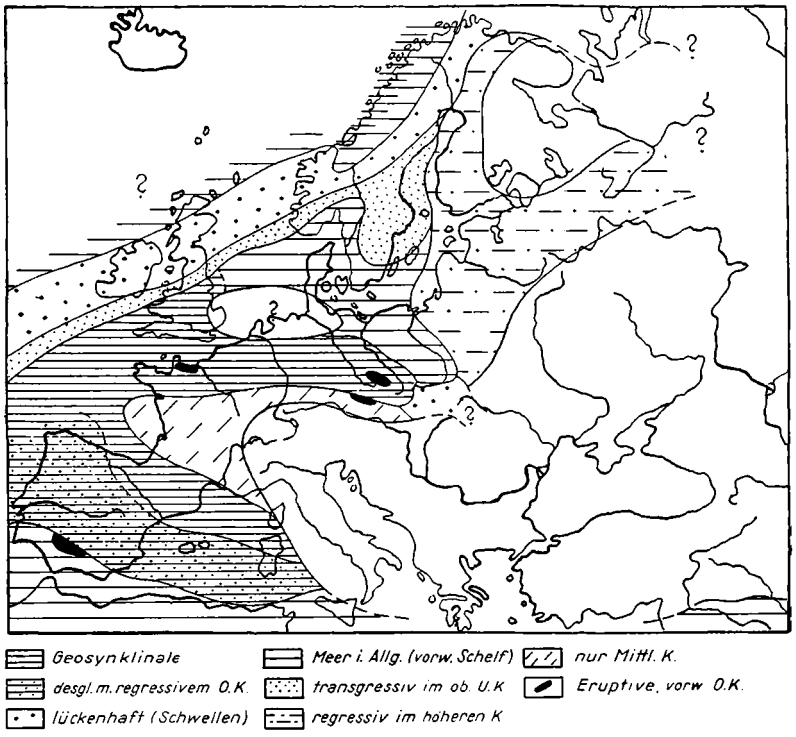


Abb. 52. Das Kambrium in Europa

Das Mittelkambrium ist teils durch eine monotone Schieferserie (Schiefer von Jinec), teils durch eine Wechsellagerung von Konglomeraten, Sandsteinen und Schiefern vertreten. In den unteren Konglomeraten (Mileč) fanden sich *Paradoxides, Ptychoparia striata, Ellipsocephalus vetustus,* eine Faunengemeinschaft, die wohl der *oelandicus*-Zone Skandinaviens entspricht. Höher liegt in den grüngrauen Schiefern von Skrej und Tejrovice die „Primordialfauna" von BARRANDE mit *Paradoxides bohemicus, P. rugulosus, Ptychoparia striata, Conocoryphe sulzeri, Conocoryphe coronata, Ellipsocephalus hoffi, Sao hirsuta,* Agnostiden, *Orthis kutani, Acrothele, Trochocystites* u. a.

Es ist oft betont worden, daß eine Verwandtschaft mit dem südeuropäischen Kambrium vorhanden ist; doch sind auch Beziehungen zu der *tessini*-Zone Nordeuropas nachzuweisen; die vielen endemischen Formen sprechen immerhin für eine behinderte Verbindung nach Norden.

Das obere Kambrium ist nur lokal durch fossilleere Konglomerate oder durch vulkanische Decken von Keratophyr, Porphyrit und Quarzporphyr vertreten (Serie von Krivoklat). Im Zusammenhang mit diesem Vulkanismus steht eine nicht unbeträchtliche Hebung und Abtragung früher abgelagerter Gesteine.

Sicheres Kambrium ist auch in der phyllitisch-quarzitischen Folge des Fichtelgebirges und Vogtlandes enthalten, wo WURM in der Umgebung der Münchberger Masse folgende mittelkambrische Abteilungen gefunden hat:

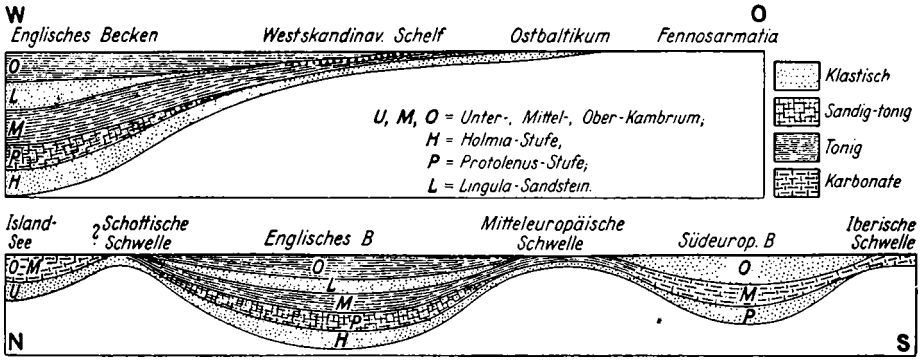


Abb. 53. Zwei Sammelprofile durch das europäische Kambrium (schematisch), bezogen auf die ordovizische Transgressionsfläche. Stark überhöht.

Rotschiefer und Randschiefer mit Einlagerung von Diabasen. *Conocoryphe coronata, Solenopleura riberoi, Sao hirsuta, Trochocystites* usw. Fauna von Lippertsgrün.

Graue Quarzschiefer mit *Paradoxides spinosus, Ptychoparia striata, Agraulos, Conularia, Hyolithes, Orthis*. Fauna von Wildenstein-Presseck.

Dobra-Sandstein oder Sandschiefer mit *Orthis perpasta* — Zurechnung zum Mittelkambrium fraglich.

Die Fauna zeigt deutliche böhmische Anklänge, erinnert aber noch mehr an Südeuropa, mit dem auch fazielle Ähnlichkeiten bestehen. Im Frankenwald sollen sich die nordeuropäische Grauwackenfazies und die südeuropäische Rotschieferfazies verzahnen (n. v. HORSTIG, Neues Jahrb. 1954, H. 10).

e) Die südeuropäische Provinz

Kambrium ist bekannt in der Montagne Noire, den Pyrenäen, verschiedenen Teilen Spaniens und Portugals, in Sardinien und Marokko. Das Profil der Montagne Noire (etwa 2000 m) kann als Typus dieser Entwicklung gelten.

Unterkambrium: Sandsteine mit *Olenopsis* und *Kutorgina*, höher Kalke mit *Archaeocyathus*; anscheinend nur oberes Unterkambrium (*Protolenus*-Stufe).

Mittelkambrium: Kalkschiefer mit *Conocoryphe coronata, C. heberti, Paradoxides rouvillei* (unten), *P. mediterraneus* (oben). Auch bunte Schiefer sind vertreten. In einer oberen Zone treten auf: *P. rugulosus, P. forchhammeri, Agnostus, Cystideen.*

Oberkambrium: fossilarme Sandsteine, Grauwacken und Schiefer.

Eine ähnliche Entwicklung mit denselben südeuropäischen Faunenelementen findet sich in den Pyrenäen und in verschiedenen Teilen Spaniens (Sevilla, Aragonien, Montes di Toledo, Galicien, Asturien). Bezeichnend ist oft ein oberkambrischer Vulkanismus. Aus Südspanien (Sierra Morena) hat R. RICHTER bemerkenswerte Funde beschrieben (Abh. Senck. Naturf. Ges. 450, 1940, und 455, 1941). Während die tieferen Teile des Profiles mit ihrem unten klastischen, höher kalkig-dolomitischen Gesteinsbestand sich auch faunistisch gut an das acado-baltische Unter- und Mittelkambrium anschließen, ist in Andalusien eine eigenartige Trilobitenfauna gefunden worden, deren Hauptvertreter *Saukianda* (Dikelocephalide) nordamerikanische Verwandte besitzt. Da diese oberkambrisch sind, will RICHTER auch die *Saukianda*-Fauna Spaniens ins Oberkambrium stellen, wogegen LOTZE allerdings noch stratigraphische Bedenken äußert. In Portugal besteht (Monte di Valbom) eine Mischfauna mit südeuropäischen, böhmischen, englischen und nordamerikanischen Elementen. In Sardinien liegen nach SCHWARZBACH (1939) unten Sandsteine mit *Olenopsis*, mit Einschaltung von *Archaeocyathus*-Kalken, darüber mächtige Kalke und Dolomite und endlich Kalkschiefer; über diesem Unterkambrium folgen Schiefer mit *Paradoxides* und *Conocoryphe* (Mittelkambrium). Das Profil erinnert stark an die Montagne Noire und die Lausitz.

In Marokko sind unterkambrische Archaeocyathiden-Riffe und Sandsteine mit *Protolenus, Micmacca, Redlichia*, d. h. mit einer acadobaltisch-pazifischen Mischfauna bekannt; darüber treten Tonschiefer mit *Paradoxides rugulosus, Ptychoparia* usw. (Mittelkambrium) auf.

Im Gebiete des Toten Meeres liegt eine über Algonkium transgredierende Kalk- und Sandsteinfolge, die nach R. und E. RICHTER (Abh. Senck. nat. Ges., 460, 1941) vermutlich dem oberen Unterkambrium angehört. Die Fauna enthält keine europäischen (acado-baltischen) Elemente, da die ältere Angabe von *Paradoxides* eine Fehlbestimmung war; dagegen sind östliche Beziehungen vorhanden. RICHTER sieht darin Anzeichen für ein ältestes O-W gerichtetes Mittelmeer (Tethys).

In der südeuropäischen Provinz sind demnach nur das obere Unterkambrium und das Mittelkambrium gut belegt. Charakteristisch sind die Archaeocyathiden; die Trilobiten zeigen, besonders im Unterkambrium, eine Mischung acadobaltischer und pazifisch-mediterraner Gattungen *(Protolenus, Paradoxides, Micmacca, Redlichia, Saukianda).* Im Mittelkambrium sind die Beziehungen zu Böhmen recht eng. Man kann also sagen, daß die Verbindung nach Norden zwar vielleicht gelegentlich behindert, aber doch möglich war und daß sich daneben eine von R. RICHTER betonte O-W-Verbindung, eine Art frühester Tethys, bemerkbar macht.

Für Europa ergibt sich folgendes Gesamtbild (Abb. 52 und 53):

Ein tiefer NNO-SSW streichender Trog mit mächtigem, vollständigem Kambrium – die Kaledonische Geosynklinale – trennt die Landmassen Nordosteuropas (Fennosarmatia) und Kanadas + Nordatlantik (Eria). Eine Längsschwelle in Schottland (? und Skandinavien) gliedert den Trog in zwei Arme. Der NW-Teil in Schottland hat west-

amerikanische, der südöstliche Teil in England ostamerikanische Faziesanklänge. Während dieser Trog in Skandinavien schmal ist (Norwegen), besitzt er von Wales aus eine Ausstülpung nach Osten, die bis Polen reicht. Von dieser Querfurche geht eine Transgression nach Norden aus, welche das baltische Schelfmeer bildet; in Mitteleuropa bleibt das Kambrium lückenhaft und zeigt im oberen Teil regressive Tendenzen. Vielleicht gehört das böhmische Kambrium, trotz etwas abweichender Fauna, dem Südufer dieser Querfurche an, welche jedenfalls im Süden durch einen O-W verlaufenden mitteleuropäischen Rücken begrenzt war, dessen Westteil nur im Mittelkambrium eintauchte. Südlich davon liegt ein Mittelmeer, welches jedenfalls zeitweise vom Atlantik bis Ostasien reichte.

Epirogenetisch sind die mittelkambrische Transgression und die oberkambrische Regression kennzeichnend, welche sich vor allem so auswirken, daß die geschilderten O-W-Elemente im unteren Mittelkambrium gegen Westen eintauchen, im Oberkambrium aber wieder emporkippen. Die durchgehende marine N-S-Straße im Westen ist vielleicht für die Kalkarmut der kambrischen Sedimente verantwortlich (kalte Strömungen). Eine stärkere tektonische Bewegung hat in Mittel- und Südeuropa am Schluß des Kambriums stattgefunden (sardische Phase).

f) Die ostamerikanische Provinz

Im Osten Amerikas bestand zwischen dem Golf von Mexiko und Neufundland der schmale, aber tiefe Appalachische Trog, in dem bis zu 4000 m kambrische Sedimente abgelagert wurden; er lag zwischen dem Laurentisch-Columbischen Festland im NW (Eria), welches einem nach Süden vergrößerten Kanadischen Schild entsprach, und einer südöstlichen gebirgigen Landkette (Appalachia), welche als Hauptlieferer der Sedimente gilt. Neuerdings vermutet man in ihr eine Inselkette vulkanischen Ursprungs. Dieser schmale Trog kann als Fortsetzung des englischen Beckens betrachtet werden und spielt noch im Silur eine wichtige Rolle. In seinem Westteil herrscht (Vermont) die pazifische *Olenellus*-Fauna des Unterkambriums und eine an Schottland erinnernde Gliederung (unten Quarzit, dann Kalk, oben Schiefer), während im Osten die englischen *Protolenus-Callavia*-Faunen auftreten. Längsschwellen in Neufundland-Neubraunschweig und im Blue Ridge weiter im Süden sind bekannt. Im höheren Kambrium sind engere Beziehungen zu Europa vorhanden. Die Normalgliederung ist:

Unterkambrium-Georgian oder Waucoban i. W.

Elliptocephala-Zone Zone mit *Olenellus thompsoni* oder *Callavia* Zone mit *Protolenus*.	in Europa *Mesonacis-(Holmia-)*Stufe

Mittelkambrium-Acadian oder Albertan i. W.

Zone des *Paradoxides lamellatus* „ „ „ *eteminicus* „ „ „ *abenacus*	*Paradoxides*-Stufe

Oberkambrium-Potsdamian oder Croixian i. W.

Zone mit *Lingulella* „ „ *Parabolina spinulosa* „ „ *Peltura scarabaeoides*	*Olenus*-Stufe

Charakteristisch für den oberen Teil des Kambriums ist der bis zu 1800 m mächtige rote Potsdamsandstein des St.-Lorenzstrom-Gebietes, der unten typische Merkmale einer Seichtwasserbildung mit Konglomeratbasis, Trockenrissen, Kreuzschichtung, Kriechspuren zeigt, oben aber in dolomitisch-kalkigen Schichten eine reiche Marinfauna enthält. Weiter im Westen (Vermont) unterscheidet SCHUCHERT im Oberkambrium bis zu 8 Horizonten, von unten: Milton-Dolomit, Hungersford-Schiefer, diskordant darauf Rockledge-Breccie, Georgia-Formation, Gorge-Formation.

Zu Beginn des Unterkambriums scheint demnach das östliche Gebiet ohne Verbindung mit dem pazifischen gewesen zu sein; in etwas späterer Zeit wurde eine solche Verbindung, anscheinend über Mexiko und Zentralamerika, hergestellt. Bodenbewegungen im frühen Mittelkambrium (Green-Mountain-Störung der Appalachen) lösen die Verbindung mit dem Westen wieder auf und verstärken die Beziehung zu Europa. Eine kurze Überflutung des Mississippi-Beckens zu Beginn des Oberkambriums bringt West- und Ostgebiet wieder in Verbindung (Verbreitung von *Dikelocephalus* bis England), scheint aber sehr schnell wieder aufgelöst zu werden, so daß am Schluß wieder enge Beziehungen zu Europa bestehen.



Abb. 54. Das Kambrium Nordamerikas. Nach SCHUCHERT.

B. Das pazifisch-mediterrane Reich

a) Die pazifische Provinz Nordamerikas

Der pazifische „Cordillerentrog" Nordamerikas ist zwischen den Kanadischen Schild und ein westliches, schmales Hochgebiet von Alaska bis Kalifornien (Cascadia) eingezwängt. Über das Mississippi-Becken oder über Mittelamerika stand er, wie erwähnt, gelegentlich mit dem ostamerikanisch-europäischen Meer in Verbindung; im Norden bestand über Ellesmereland, Nordgrönland und Nowaja Semlja gelegentlich eine Verbindung nach Eurasien. In den zentralen Teilen erreicht das Kambrium mehrere 1000 m Mächtigkeit.

Im Unterkambrium tritt die älteste bekannte Mesonaciden-Form *Nevadia* auf; höher ist vor allem *Olenellus* kennzeichnend. Die Besiedlung der ostamerikanischen Provinz scheint dann von hier erfolgt zu sein. Dolomitische Kalke sind häufig vorhanden. Das Mittelkambrium (Alberta-Serie) besitzt eine durchaus eigenartige Fauna, welche durch

die Gattung *Olenoides* gekennzeichnet wird. Die Burgess-Schiefer mit reicher Fauna (s. oben) gehören hierher. Das Oberkambrium, Saratogan oder Croixian, wird durch die Gattung *Dikelocephalus* gekennzeichnet, daneben durch zahlreiche höher entwickelte, aufgewundene Gastropoden *(Raphistoma, Holopea)* und durch kalkschalige Brachiopoden. Sehr mächtige Kalke sind sowohl im Mississippi-Gebiet (900 bis 1200 m), als auch in den Cordilleren bekannt.

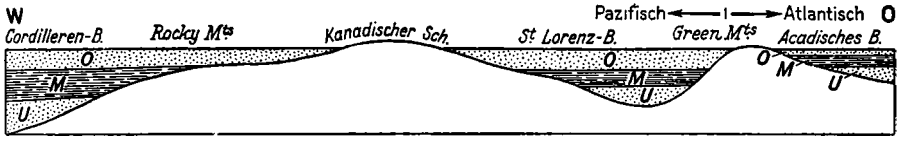


Abb. 55. Schematisches Sammelprofil durch das Kambrium Nordamerikas. Signaturen wie Abb. 53.

In Südamerika sind in der argentinischen Cordillere mittel- und oberkambrische Schichten bekannt, deren Fauna eher an die europäisch-ostamerikanische Provinz erinnert.

b) Die asiatische Provinz

In Asien bestehen häufig Übergänge zwischen beiden Reichen. Man kann vier Unterprovinzen unterscheiden:

1. Die sinische Unterprovinz (Nordchina, Mandschurei, Korea) zeigt den Sondercharakter des westpazifischen Cathaysia-Beckens (GRABAU) am deutlichsten. Auf dem denudierten Algonkium lagert die kambrische Serie diskordant und flach und besitzt alle Merkmale eines Epikontinentalmeeres. An der Basis liegen die früher erwähnten „eokambrischen" (sinischen) Blocklehme.

Das Unterkambrium (Man-to-Serie) besitzt die geringste Verbreitung. Es besteht aus Konglomeraten und roten Tonen, die fossilarm sind, aber als besonderes Kennzeichen dieser Provinz *Redlichia, Obolella asiatica* und die Gastropodengattung *Helcionella* führen; *Olenellus* und *Holmia fehlen.*

Das Mittelkambrium (Kju-lang-Serie) ist oft transgressiv und besonders durch graue, zum Teil oolithische Kalke mit *Archaeocyathus* ausgezeichnet. Charakteristisch sind *Dorypyge, Ptychoparia* und zahlreiche inartikulate Brachiopoden. Es fehlen sowohl die atlantischen *Paradoxides,* als auch die amerikanischen *Olenoides.*

Das Oberkambrium (Trinan-Serie zum Teil) ist auch kalkig-schieferig entwickelt und gelegentlich schwer vom Unterordovizium zu trennen. Das Fehlen von *Dikelocephalus* und das Vorkommen endemischer Trilobiten *(Pagodia, Ptychaspis, Chuangia, Illaenurus)* ist auch hier kennzeichnend gegenüber Westamerika.

2. Die indochinesisch-himalayische Unterprovinz. In Südchina und Indochina gilt im wesentlichen die gleiche Gliederung, so daß eine scharfe Grenze nicht besteht. Von hier setzte das kambrische Meer in den Himalaya fort, wo die Folge geosynklinalen Charakter hat. Im Salt Range führt eine untere, tonig-sandige Serie (Khussak-Serie) noch die typischen Formen des sinischen Unterkambriums. Der

hangende dolomitische Sandstein (Jutana-Serie) ist fossilleer und ebenso wie die höheren Sandsteine mit Steinsalzpseudomorphosen (Bhaganvalla-Serie) stratigraphisch unsicher. Dagegen treten im Spiti-Gebiet bunte Quarzite, Schiefer und Dolomite auf, in denen das ganze Kambrium fossilführend vertreten ist, und wo auch vor allem die oberkambrischen *Olenus* und *Dikelocephalus* auftreten, während tiefer unten noch sinische Typen häufig sind. Dieses höhere Kambrium setzt nach Persien fort, wo nach BÖCKH auch Steinsalz darin auftritt, und steht wohl mit dem Toten-Meer-Gebiet (s. oben) in Verbindung.

3. Die zentralasiatische Unterprovinz. Im Gegensatz zum sinischen Gebiet ist im zentralen Asien, am Südrande Sibiriens, das Kambrium stark gefaltet und zum Teil auch metamorph. Diese „tatarische Geosynklinale" könnte im Nordosten über Werchojansk mit der sibirischen Arktis in Verbindung gestanden haben. Die kambrischen Serien sind bekannt aus der Mongolei, dem Baikalgebiet, dem Sajangebirge, Salair, Alatau und nördlichen Altai und reichen bis nach Turkestan und nach der Kirgisensteppe im Westen. Vielleicht bestand von hier eine Verbindung mit dem Kaukasus, wo isolierte Vorkommen mit oberkambrischer Fauna gefunden wurden. Während im Westen sandig-schieferige Serien mit Kalklinsen und mittelkambrischen Faunen vorwiegen *(Agnostus, Ptychoparia, Acrotreta, Acrothele)*, ist für den zentralen und östlichen Teil folgende Entwicklung bezeichnend (Gebiet zwischen Enissej und Baikalsee):

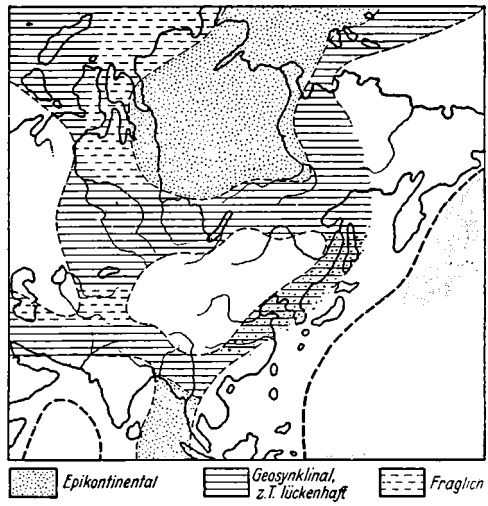


Abb. 56. Das Kambrium Asiens. Nach GRABAU, BORISSJAK u. OBRUTSCHEFF.

Das Unterkambrium besteht aus fossilleeren Konglomeraten, Sandsteinen, Kieselschiefern, Tuffen und Keratophyrergüssen. Es besitzt nur lokale Verbreitung.

Das Mittelkambrium ist ausgesprochen kalkig und vor allem durch *Archaeocyathus*-Kalke ausgezeichnet, die vielleicht noch einen Teil des Unterkambriums vertreten. Gelegentlich kommen daneben Brachiopoden und sinische Trilobiten vor.

Marines Oberkambrium ist selten (Kalke mit *Pagodia* im Salair-Gebirge); oft wird das Mittelkambrium von vorsilurischen Eruptivdecken überlagert, und die Lagerungsverhältnisse deuten auf eine stärkere Faltung zu dieser Zeit (Salair-Phase nach TSCHURAKOFF).

4. Die nordsibirische Unterprovinz entspricht wieder einem flachen epikontinentalen Meere, welches den zentralsibirischen Schild überflutete; die Sedimente liegen vollkommen flach und sind unter gewaltigen Ergußdecken späterer Epochen erhalten geblieben. Das Kambrium ist sowohl im Norden (Neusibirische Inseln) als auch an der Lena und ihren Nebenflüssen nachgewiesen. Die Mächtigkeiten

sind gering, nehmen aber nach Süden, mit Annäherung an den zentralasiatischen Streifen zu.

Die kambrische Serie beginnt mit Konglomeraten und bunten Mergeln; höher folgen mittelkambrische[1]) Kalke mit *Archaeocyathus* und gelegentlich mit Trilobiten, dann oberkambrische bunte Sandsteine mit *Lingula* und schließlich Sandsteine des Tremadoc (Ordovizium) mit *Obolus apollinis*, Gips und Salzlagern.

Die Fauna enthält unten *Microdiscus, Ptychoparia, Protolenus, Olenellus, Agnostus, Hyolithes* und *Kutorgina cingulata;* in der mittleren Abteilung treten neben *Archaeocyathus Anomocare, Olenoides, Agnostus* und *Dorypyge* auf. Oben sind nur Linguliden bekannt. Es handelt sich also um eine Mischung atlantischer und sinischer Formen. Vermutlich vollzog sich die Verbindung mit dem atlantischen Gebiet über Nowaja Semlja, wo reichere *Paradoxides*-Faunen bekannt sind.

Nach *WOLOGDIN* sind die Archäocyathiden vor allem an die an vulkanischen Gesteinen reichen Geosynklinalen und ihre Grenzgebiete gebunden, während auf den Schelfen die stromatolithischen Cyanophyceen (Algen) überwiegen. Im höheren Kambrium siegen die letzteren.

Charakteristisch ist die Rotfärbung des unteren und oberen Kambriums, und das Auftreten von Salz- und Gipslagern an der Obergrenze. Das deutet auf ein warmes, trockenes Klima hin, womit auch die mächtigen Kalkriffe im Mittelkambrium übereinstimmen. Eine der zentralasiatischen ähnliche Entwicklung mit einer oberkambrischen Tektogenese (Salair-Phase) besteht nach neuen Befunden auch im südlichen Ural, während der mittlere und nördliche Ural im Grenzbezirk der geosynklinalen und epikontinentalen Entwicklung lag.

c) Die australische Provinz

Im südlichen und östlichen Australien und in Tasmanien ist Kambrium in weiter Verbreitung bekannt. Über den früher erwähnten algonkischen Tilliten liegt eine untermittelkambrische Serie mit *Archaeocyathus*-Kalken, sinischen Trilobiten *(Redlichia)* und Brachiopoden. Höher folgen sandige Schichten des Oberkambriums, welche pazifisch-amerikanische Anklänge besitzen *(Dikelocephalus)*. Die hangenden Schiefer, Kieselschiefer und Diabase sind vielleicht schon ordovizisch.

In der Antarktis (Darwinsberg) sind Kalkblöcke mit *Archaeocyathus* gefunden worden. Die Vorkommen in Südafrika sind noch fraglich.

3. Gesamtbild des Kambriums

Die Ausscheidung von zoogeographischen Provinzen in der nördlichen Halbkugel steht in deutlicher Beziehung zu der früher festgelegten Gliederung. Der mediterrane Teil des pazifischen Reiches (südeuropäische und himalayisch-tatarische Provinz) trennt

[1]) Zum Teil vielleicht noch oberes Unterkambrium.

	Nord-Amerika Ost	Zonen in Europa	Nord-Schottland	England	Skandinavien	Ostbaltikum	Lausitz	Böhmen	Südeuropa	Nord-Amerika West
Ober-Kambrium = Olenus-St.	Unter-Ozarkian Potsdamian	*Acerocare ecorne* *Peltura scarabaeoides* *Parabolina spinulosa* *Olenus macrurus* *Olenus truncatus* *Agnostus pisiformis*	?	Dolgelly Gr. (Schiefer) Lingula flags (Sdst)	Röros-Gr. (geosynklinal) ? Alaunschiefer (Schelf) Konglomerat	fehlt	Grünschiefer	Vulkanite von Krivoklat	Lücke oder Grauwacken und Sandsteine (fossilarm)	Croixian (Kalke) *Dikelocephalus*
Mittel-Kambrium = Paradoxides St.	Acadian	*Paradoxides forchhammeri* *Parad. tessini* *Parad. davidis* *Conocoryphe exsulans* *Parad. oelandicus*	Durness-Kalk	Menevian Solva = ob. Harlech-Gruppe	*Orthis exporrecta* Alaunschiefer Kalke Alaunschiefer Konglomerat Sandstein	fehlt ?	? Grauwacke mit Kalk (Dobrilugk)	Konglomerat (Vosnik) Schiefer von Jince und Skrej Mileč-Kglmt	*Parad. rugulosus* Bunte Schiefer *Parad. mediterraneus* Kalkschiefer *Conocoryphe heberti* u. and.	*Olenoides* Burgess-Sch. Albertan (Schiefer)
Unter-Kambrium = Olenellus St.	Georgian	*Protolenus, Eodiscus, Strenuella* *Holmia kjerulfi* *Callavia und Platysolenites* *Discinella holsti*	Pipe Rock Serputir-Sd. Fucoid-Sd. Quarzit	Caerfai = unt. Harlech-Gruppe Wrekin-Quarzit	? Sandstein (Glaukonit) Grüne Schiefer und Nexö-Hardeberga Sandstein	? Fucoidensd. Eophyton-Sandstein *Volborthella* Blauer Ton Sandstein u. Laminariten. Konglomerat	*Protolenus-Sch.* *Eodiscus Sch.* *Archäocyath.* Kalk	Kglmt. von Tremošna Grauwacke v. Sadek Kglmt. von Hluboš Kglmt. von Zitec	*Redlichia?* Archaeocyathus-Kalk Sdst. mit *Olenopsis*	*Olenellus* Waucoban (Dolomit. Kalke) *Nevadia*
Liegendes			Torridon Sdst.	Algonkium	Sparagmit oder Jotnium	Gdow-Schichten od. Aelteres	Algonkium	Algonkium	Algonkium bzw. Archaikum	Belt-Formation

die eurasiatischen Kontinentalkerne von dem Gondwanaland der Südhalbkugel (Abb. 52 und 56). Schon im Algonkium bestanden drei große Schilde oder Blöcke: der kanadisch-grönländische, der unter Zurechnung des nördlichsten Schottlands auch als Eria bezeichnet wird, der baltische oder (unter Zurechnung der russischen Tafel und Podoliens) Fennosarmatia und Sibirien oder (mit Einschluß des sinischen Gebietes) Angaraland. In der Südhalbkugel stand ihnen der einheitliche Gondwanakontinent (Brasilien-Afrika-Indien-Westaustralien) gegenüber.

Die Verteilung der kambrischen Faunenprovinzen ist unzweideutig von den Grenzen dieser alten Kontinentalkerne beeinflußt. So umsäumt die pazifisch-amerikanische Provinz den Eria-Block im Westen und Norden (arktisches Gebiet); die atlantische Provinz begleitet ihn im Osten und trennt ihn von dem fennosarmatischen Block (Abb. 54).

Diese Schilde sind in kambrischer Zeit zum Teil überflutet worden. Es besteht dabei ein Gegensatz zwischen den transgressiven Schelfmeeren und den zwischenliegenden Geosynklinal-Streifen, welche durch lückenarme und mächtige Schichtfolgen ausgezeichnet sind. Aus diesem Grunde ist die Unterscheidung von Teilgebieten wichtig; so ist in Europa die englische Subprovinz ein zwischenkontinentales Meer, Fennoskandia ein epikontinentales Becken; ebenso können in Asien der zentralasiatische tatarische Streifen und das himalayisch-indochinesische Gebiet als zwischenkontinentale Becken gelten. In Nordamerika ist die Beziehung noch deutlicher: der zentrale Teil des Kontinents (Kanadischer Schild) wird von dem pazifischen (kordillerischen) Trog im Westen, von dem atlantischen (appalachischen) Trog im Osten umfaßt; zwischen beiden vermittelt im Süden das epikontinentale Mississippi-Becken mit gelegentlichen Überflutungen (Abb. 54 und 55). Amerika zeigt besonders deutlich, daß eine solche Anlage auch später oft wiederkehrt.

Für die Faunenverteilung ist dieser Gegensatz von entscheidender Bedeutung. Die Grundtypen der marinen Tierwelt wurzeln in den permanenten Geosynklinalen und gelangen von hier mit der Transgression auf die Schelfe, wo eine Anpassung an die Verhältnisse des Flachmeeres den provinziellen Typus festlegt. Die spezialisierten Formen sind noch befähigt, längs der Küste zu wandern, aber eine Durchquerung der Geosynklinale ist ihnen kaum möglich; die Wanderungen erfolgen also parallel der Längsachse der Geosynklinalen oder in ihrem Randgebiet. So erklärt sich z. B. das Nebeneinander der „pazifischen" *Olenellus*-Fauna im Westen des Appalachischen Troges und in Schottland und der „atlantischen" *Holmia*-Fauna im Osten des Appalachischen Troges und in England; so sind auch die subprovinziellen Gegensätze zwischen Skandinavien und Böhmen zu erklären. Eine Faunenmischung findet dort statt, wo die in verschiedener Richtung wandernden Typen aufeinanderstoßen (z. B. himalayisches und südeuropäisches Gebiet), oder wo ein überfluteter Schelf von zwei Geosynklinalen umsäumt wird (Sibirien).

Der epirogenetische Verlauf ist auf der ganzen Welt ähnlich. Von einzelnen, zunächst noch getrennten Trögen ausgehend, begann im Unterkambrium eine Transgression, die zu einer Verbindung der Tröge und zu einer Überflutung der Epikontinentalgebiete führte. Am Ende des Unterkambriums setzt auf den Schelfen vielfach eine rückläufige Bewegung ein (Lücken der *Protolenus*- und *oelandicus*-Zeit); in den Geosynklinalen, auch im Mediterrangebiet, fehlt diese Phase. Dann setzt die Transgression jedenfalls erneut und verstärkt fort, und im Mittelkambrium wird in der Alten Welt das Maximum der Überflutung erreicht. In der *forchhammeri*-Zeit beginnt wieder eine rück-

läufige Bewegung, anscheinend in Verbindung mit Bodenbewegungen, die aus dem appalachischen Gebiet, aus Spanien, dem Ural, Südsibirien, Böhmen bekannt sind. Andeutungen dieser Regression kennt man aus dem Ostbaltikum, aus Schweden (*exporrecta*-Konglomerat) und aus dem grobklastischen tieferen Oberkambrium der appalachischen und englischen Geosynklinale (Potsdam-Sandstein, *Lingula* flags usw.). Man kann von einer böhmischen (KOSSMAT) oder Salair-Phase (TSCHURAKOFF) sprechen, die mit einem weltweit verbreiteten Vulkanismus verknüpft ist.

Der zweite Teil des Oberkambriums bringt in manchen Gegenden wieder eine Vertiefung des Meeres, die aber im wesentlichen auf die Geosynklinalgebiete beschränkt ist. In Nordamerika wird im Oberkambrium ein Maximum der Überflutung erreicht. So ergibt sich für das Kambrium eine Bewegungsfolge, die man mit GRABAU in drei Teilzyklen oder Pulsationen zerlegen kann, welche regionale Bedeutung haben. Das Ordovizium liegt oft transgressiv oder sogar diskordant darüber. Diese s a r d i s c h e Phase ist in Sardinien, Polen und nach BEDERKE in den Sudeten nachzuweisen. Ihre Beziehung zur Salair-Phase ist noch unsicher; es liegt die Möglichkeit vor, daß beide zusammenfallen.

Die k l i m a t i s c h e n Verhältnisse des Kambriums bergen noch manche Rätsel. Im Zusammenhang mit der sehr weit verbreiteten eokambrischen Vereisung ist die Kalkarmut des tieferen Unterkambriums bemerkenswert, welche in den mehr meridional verlängerten Becken, wie es z. B. das baltische darstellt, auch später erhalten bleibt und dort, zusammen mit dem Glaukonitgehalt, für kalte Strömungen spricht. Im höheren Unterkambrium erscheinen dann die *Archaeocyathus*-Kalke, deren weltweite Verbreitung aber keine Klimagürtel erkennen läßt und vielleicht eher im Sinne einer allgemeinen Klimaverbesserung zu deuten ist. Ihre Konzentration auf die Geosynklinalen mit vulkanischen Spuren betont WOLOGDIN. Die im Schelfmeer vikariierend auftretenden Cyanophyceen setzen ins höhere Kambrium fort, während die Pleospongien schon im Mittelkambrium aussterben. Im Oberkambrium sind dann verschiedentlich bunte Schichten mit Salzen und Zeugen warmariden Klimas bekannt (Nordamerika, Sibirien). Auch im Salt Range treten Salze im Liegenden des Kambriums auf, doch könnte es sich dort nach LOTZE um eine tektonische Überlagerung und damit um viel jüngere Salze handeln. Eine klimatische Differenzierung ist also angedeutet. Eine allgemeine Erwärmung und Ausgleichung des Klimas während des Kambriums ist wahrscheinlich.

Die Gesamtheit der klimatischen, faziellen, faunistischen, paläogeographischen und tektonischen Verhältnisse des (nachassyntischen) Kambriums liefert ein ziemlich scharf umschriebenes Weltbild, welches von dem des Silurs abweicht, aber später, nach der kaledonischen, variscischen, kimmerischen und alpinen Faltung mit analogen Merkmalen wiederkehrt. Den Pulsationen GRABAUS ist also noch ein Großzyklus übergeordnet, innerhalb dessen das Kambrium nur eine Phase darstellt.

IX. SCHRIFTTUM KAMBRIUM

ANGELIN, N. P., Palaeontologia scandinavica. — Stockholm, 1878.
ASKLUND, B., Hauptzüge der Tektonik und Stratigraphie der Mittleren Kaledoniden in Schweden. — Sver. geol. unders. Ser. C., N. 417, 1938.
BARRANDE, J., Système silurien du centre de la Bohème. Wichtiges Bestimmungswerk in 28 Bänden, 1852 bis 1908.
BIGOT, A., La faune cambrienne du massif armoricain. — C. R. XIV. congrès géol. intern. Madrid, 1926.
–, Sur les calcaires cambriens de la région de Carteret et leur faune. — Bull. soc. géol. Normandie, 7. Serie, vol. 8, 1925.
BLANCKENHORN, M., Naturwissenschaftliche Studien am Toten Meere und im Jordantal. — Berlin, 1912.
BOUČEK, B., Kambrium. Literatur 1936/37 und 1938/39. — Geolog. Jahresberichte, Bd. I A, Berlin 1938, und Bd. III A, 1941.
CARNOCKI, J., Le cambrien et la faune cambrienne de la partie moyenne du massif de Swiety-Krzyz. — Comptes rend. XIV. Congr. Geol. Intern. Madrid, 1926.
COBBOLD, E. S., Kleinere Arbeiten über kambrische Faunen Englands in Quart. J. Geol. Soc. London, 66, 1910; 67, 1911; 69, 1913; 76, 1920; 81, 1925; und Geolog. Mag., 56, 1919.
–, The stratigraphy and geol. structure of the Cambrian area of Comlay. — Quart. J. Geol. Soc., 83, London 1927.
GOLDSCHMIDT, V. M., Über fossilführende unterkambrische Basalablagerungen bei Ustaoset, Fennia, 45, I. Helsinki 1925.
HOLM, G., & MUNTHE, H., Kinnekulle. — Sver. geol. Afhandl., C. 172, 1901.
HOLTEDAHL, O., The geology of the Oslo district. — Proceed. of the Geol. Ass., 45, London, 1934.
JONES, O. T., The lower paleozoic rocks of Britain. — C. R. XVI. intern. geol. kongr. 1933. Washington (1936).
KETTNER, R., La géologie du Cambrien de Skreje et de Tejrovice et des terrains environnants. — Sbornik stat. geol. Ust. CSR. 3, 1923.
–, Paléogéographie des formations entrant dans la composition du Barrandien. — C. R. XIV. Congr. intern. géol. Madrid, 1926.
KIAER, J., The Lower cambrian *Holmia*-Fauna at Tomten in Norway. — Videnskaps. Skr., I, 10, Oslo, 1915.
KOBAYASHI, T., The Cambro-Ordivician Formations and Faunas of South-Chosen. Part. III. — J. Fac. Sc. Imp. Univ. Tokyo. Sect. II, 4, 1935 und 6, 1943.
–, Cambrian and lower ordivician Trilobites. — J. Pal., 10, Menasha Wisc. 1936.
LAKE, P., Monograph of the Cambrian Trilobites. — Paleontogr. Soc. London, 62, 5 Teile seit 1928.
MATTHEW, G. F., The *Protolenus*-Fauna. Transact. New York Ac. Sc., 1895.
MOBERG, CH., Führer zu d. Exk. intern. Congr. Géol. Stockholm, 1910.
–, Review of the silurian of Sweden. — Sver. geol. Und. Afh., 229, 1910.
NOVARESE, V., Contributo alla geologia dell'Iglesiente. — Boll. R. Uf. geol. Italia, 49. Rom 1922/23.

OEPIK, A., Studien über das estnische Unterkambrium. — Act. Univ. Tartuensis, A, XV, 2. Dorpat 1929.
PEACH, B. N., Additions to the Fauna of the *Olenellus*-Zone of the Nordwest Highlands. — Quart. J. Geol. Soc., 50, 1894.
—, The relation between the Cambrian Fauna of Scotland and North America. — Rep. Brit. Assoc. Adv. Sc. London, 1912.
POMPECKJ, J., Die Fauna des Cambriums von Tejrovic und Skrej in Böhmen. — Jahrb. K. K. Geol. Reichsanst., 45, Wien, 1895.
—, Versteinerungen der *Paradoxides*-Stufe von La Cabitza in Sardinien. — Zeitschr. D. Geol., 53, Berlin, 1901.
POULSEN, C., The cambrian, ozarkian and canadian Faunas of NW Greenland, Meddel. om Grönland, 70. Kopenhagen, 1927.
RESSER, C. E., Preliminary generalised cambrian time scale. — Bull. geol. Soc. America, 44, 1933.
—, Nomenclature of some Cambrian trilobites. — Smithson. Miscell. Coll. Washington 93, Nr. 5, 1835; 95, Nr. 4, 1936; 95, Nr. 22, 1937; 97, Nr. 10, 1939.
SAMPELAYO, P. H., El Cambriano en España. — C. R. XVI int. Geol. Congr. 1933, Washington (1936).
SCHMIDT, FR., Revision der ostbaltischen Silur-Trilobiten. — I bis VI. Mém. Ac. Sc. St. Pétersbourg, 1881 bis 1907.
—, Über eine neuentdeckte unterkambrische Fauna. — Mém. Ac. Sc. St. Pétersbourg, 1888.
SCHMIDT, W. E., Die mittelkambrische Fauna von Doberlug. — Jahrb. Reichsanst. f. Bodenforschung f. d. J. 1941, Bd. 62, 1944.
SCHWARZBACH, M., Das Cambrium der Oberlausitz. — Abh. nat. Ges. Görlitz, 32, 1933.
—, Die Oberlausitzer Protolenusfauna. — Jahrb. Preuß. Geol. Land., 1939, Bd. 59.
—, Das Normalprofil des sardinischen Cambriums. — Zentralbl. f. Min. B., 1939.
STRAND, TR., The cambrium beds of the Mjösen District in Norway. — Norsk. geol. tids., X, 1929.
TAYLOR, T. G., The Arachaeocyathinae from the Cambrian of South Australia with an account of the Morphology and affinities of the whole class. — Mem. R. Soc. S. Australia, 2, 1910.
THORAL, M., Contribution à l'étude géologique des Monts de Lacaune et des terrains cambriens et ordoviciens de la Monagne Noire. — Bull. serv. carte. Géol. France, 192, 1935.
WALCOTT, CH. D., The cambrian group of rocks in N. America. — Bull. U. S. Geol. Survey, 81, 1891.
—, The fauna of the lower Cambrian. — 10. An. Rep. U. S. Geol. Surv., Washington 1891.
—, Second contribution to the studies on the Cambrian Fauna of N. America. — Bull. U. S. Geol. Surv., 30. Washington, 1886.
—, Cambrian Brachiopoda. Monogr. — U. S. Geol. Surv., 51, 1912.
—, Cambrian geology and paleotology. — Smithsonian coll. Washington, 1—5, 1908—28.
—, The cambrian fauna of China. — Carnegie Inst., 54. Washington, 1905/06—1914.
—, Abrupt appearance of the cambrian Fauna on the North-Atlantic continent. Smiths Misc. coll., 57. Washington 1910.
WESTERGÄRD, A., Sveriges olenidskiffer. — Sver. geol. Unders. Ser. Ca, Nr. 18, 1922.
WHITEHOUSE, F. N., The cambrian faunas of North-Eastern Australia, — Mem. Queensland. Mus., 11, 1936.
WOLOGDIN, A., The Achraeocyathinae of Siberia. — Edit. de Géol. de l'admin. princip. de recherches géol. Moskau-Leningrad, 1931.
WURM, A., Neuentdeckte kambrische Faunen in Deutschland. — C. R. XIV. Congr. intern. Geol. Madrid, 1926.

Siehe auch Allgemeines Verzeichnis, S. 8ff., insbesondere: 2. Lehrbücher: BORN in SALOMON, GIGNOUX, RAMSAY, TERMIER. — 5. Handbücher: FRECH-RÖMER, GÜRICH. — 6. Regionales: v. BUBNOFF, 1930 und 1952, 1; EVANS; GRABAU; Handbuch der regionalen Geologie, 13 (HÖGBOM), 28 (RÜGER); KRENKEL, Bd. I; MADSEN; OBRUTSCHEFF.

Xa. ORDOVIZIUM (UNTERSILUR)

Für die fossilführende Folge unter dem Devon hat MURCHISON ursprünglich (1835) den Namen Silur (nach einem keltischen Stamm aus Shropshire) gebraucht. Nach Abtrennung des Kambriums wurde dieser Name zunächst für die gesamte hangende Folge bis zum Devon verwendet; heute wird aber das Untersilur meist als besondere Formation ausgeschieden (LAPWORTH 1879). Die namengebenden Ordovizier waren ebenfalls ein walliser Keltenstamm. Das Obersilur ursprünglicher Fassung wird heute in England als Silur im engeren Sinne, bei uns als Gotlandium bezeichnet.

1. Fauna und Stratigraphie

Ganz allgemein sind zwei Fazies bezeichnend:

1. Die Stillwasserfazies dunkler Schiefer mit Graptolithen und mit sehr spärlicher übriger Fauna; sie ist weltweit verbreitet und erlaubt nach ELLES eine Gliederung in 15 Zonen.

2. Die sandig-kalkige Flachwasserfazies mit reichem Benthos und mit stärkerer provinzieller Differenzierung. Hier lassen sich fünf Stufen (s. unten) unterscheiden, welche heute hinreichend genau mit den Graptolithenzonen gleichgestellt werden können. Auch für sie sind englische Ortsnamen üblich.

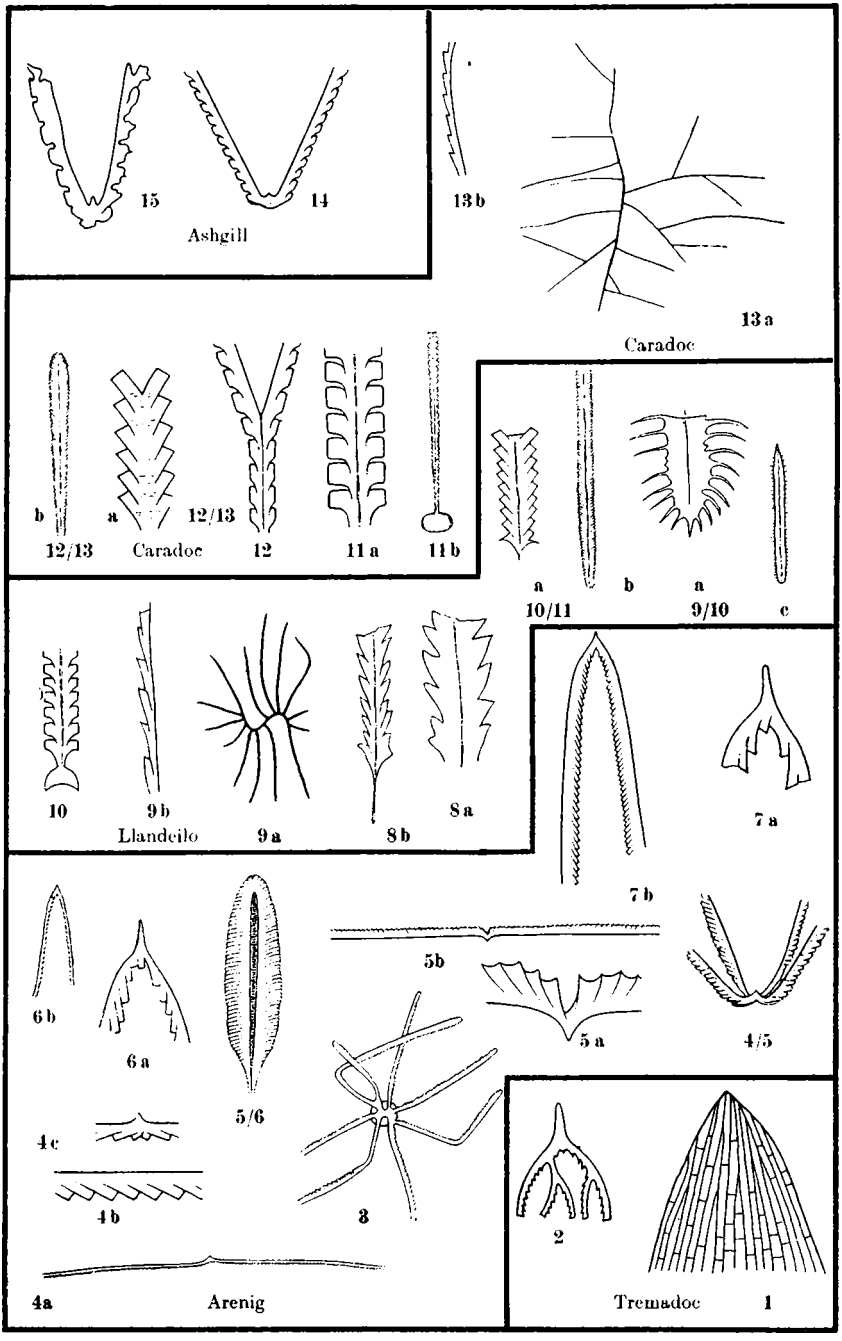
a) Graptolithenfazies

Die Graptolithen sind stockbildende Tiere, deren zylindrische Einzelzellen (Theken) eine organische, meist als Kohle erhaltene Schale besaßen. Die Theken gehen durch Knospung auseinander oder aus einer Embryonalzelle (Sicula) hervor und bilden Äste (Rhabdosome) mit oder ohne feste Achse (Virgula). Die Rhabdosome sind verzweigt oder zu büschelförmigen Kolonien höherer Ordnung vereint. Mit Hilfe des sogenannten Nemafadens heften sie sich am Boden, an flottierendem Tang oder an einer gemeinsamen Schwimmblase fest. Die systematische Stellung ist unsicher; früher wurden sie zu den Coelenteraten, in die Nähe der heutigen Campanularien, gestellt; später wurde eine Verwandtschaft mit Bryozoen erwogen; KOZLOWSKI denkt neuerdings (wie schon früher SCHEPOTIEFF) an eine Verwandtschaft mit den Enteropneusten und Pterobranchiaten *(Rhabdopleura)*.

Die Graptolithen beginnen im Kambrium, werden aber erst im tiefsten Ordovizium, dem Tremadoc, häufiger. Hier herrschen buschig-verzweigte Dendrograptiden, und zwar unten die weltweit verbreitete Leitform *Dictyonema* (Taf. IV, 1) mit dünnen Querverbindungen zwischen den Ästen und oben *Bryograptus* (Taf. IV, 2) mit einer geringeren Anzahl von ebenfalls mehrfach verzweigten Ästen.

In der zweiten Stufe, dem Skiddavian (Arenig), herrschen doppelt bis achtfach verzweigte Formen der „Axonolipa" (Achsenlose), und zwar solche, bei denen die

Tafel IV, Ordovizium



Erklärung nebenstehend

Öffnung der Embryonalzelle und der Theken in gleicher Richtung liegen, oder bis 90° abgebogen sind (hängende, winkelige, horizontale Stellung). Unten herrschen vierästige *(Tetragraptus;* Taf. IV, 4/5) und achtästige *(Dichograptus;* Taf. IV, 3) Formen, höher der zweiästige *Didymograptus* (Taf. IV, 4, 5, 6, 7). Im oberen Skiddavian[1]) ist *Phyllograptus* mit blattförmigen, kreuzweise verwachsenen Rhabdosomen wichtig (Taf. IV, 5/6).

In der dritten Stufe, dem Llandeilo, herrschen rückgebogene Formen, d. h. solche, bei denen die Theken um mehr als 90° gegen die Sicula gedreht sind, oder sogar in umgekehrter Richtung wachsen (aufsteigend); die letzten leiten zu den Axonophora (achsentragend) über. Zugleich verändert sich die Zellform: an Stelle zylindrischer Theken erscheinen s-förmig verbogene und verkrümmte Zellen. Folgende Formen sind typisch:

Dicellograptus — 2 rückgebogene Äste, einseitig mit schwach sigmoidalen Zellen besetzt (Taf. IV, 14, 15). Ähnlich *Leptograptus.*

Nemagraptus — 2 s-förmig verbogene Hauptäste mit Nebenästen (Taf. IV, 9).

Glyptograptus und *Glossograptus* — zweiseitig besetzt, mit Achse und schwach sigmoidalen Zellen; ersterer mit Stacheln (Taf. IV, 8, 9/10).

Orthograptus — doppelseitig besetzt mit ± zylindrischen Zellen (Taf. XV, 12/13).

Climacograptus — doppelseitig besetzt, mit winkelig abgebogenen Zellen (Pfeifenkopftypus WEDEKINDs) (Taf. 10, 11).

Die drei letzten gehören schon zu den Axonophora und werden in den oberen Stufen häufiger.

Die vierte Stufe, das Caradoc, enthält neben *Dicellograptus* und den beiden letztgenannten den unten doppelseitig besetzten, oben gegabelten *Dicranograptus* (Taf. IV, 12) und den einzeiligen, zweiästigen und mit Nebenästen versehenen *Pleurograptus* (Taf. IV, 13).

Die fünfte Stufe, das Ashgill, führt noch *Dicellograptus* (s. oben) und in der Begleitfauna Diplograptiden, die schon im Caradoc auftreten (s. bei Gotlandium).

Die Entwicklung ist also durch Abnahme der Rhabdosomenzahl, Umkehr der Wachstumsrichtung und Verkrümmung der Theken ausgezeichnet. Die Leitarten der 15 Zonen sind auf Tafel IV in stratigraphischer Folge abgebildet.

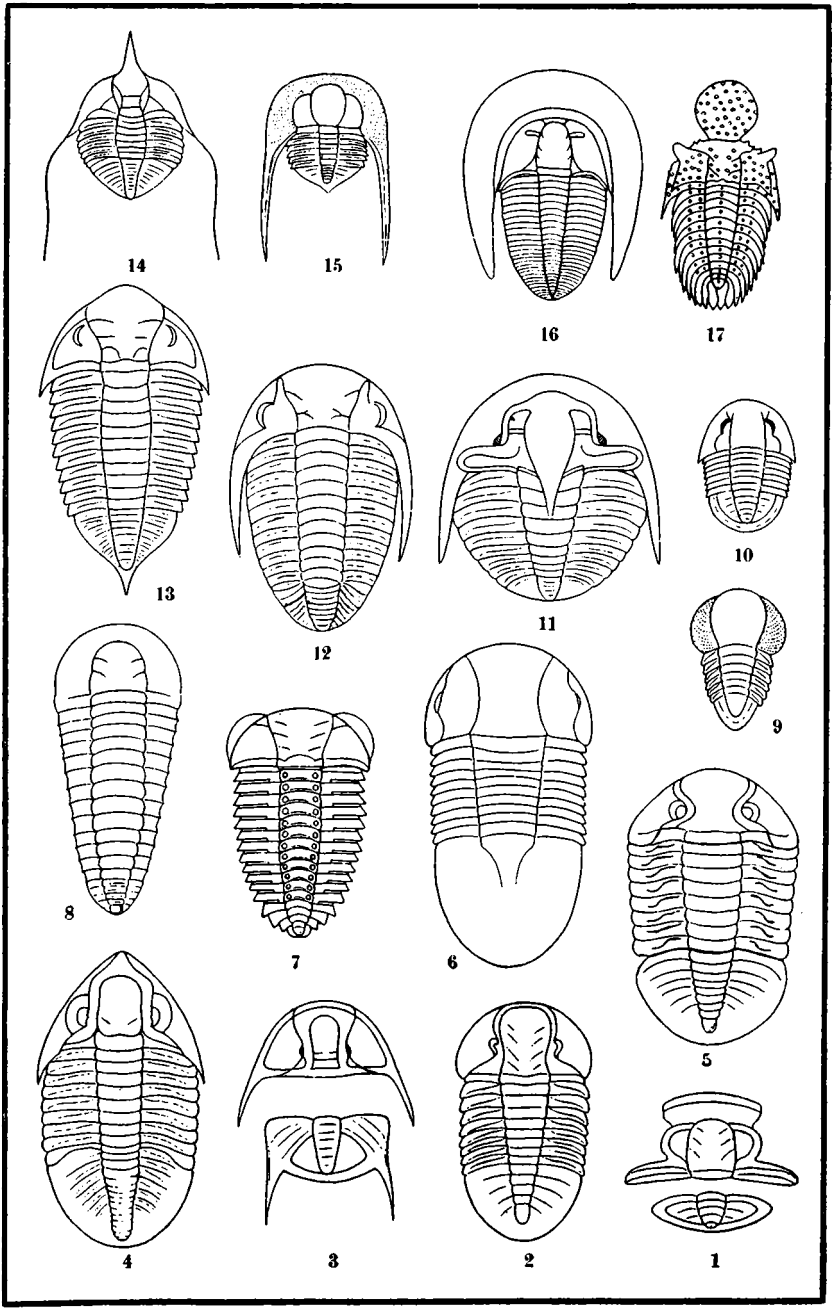
[1]) Es sind verschiedene Namen gebräuchlich: Skiddavian entspricht den Graptolithenzonen 3 bis 5, Arenig 3 bis 6, Llanvirn 6 bis 7.

Tafel IV (S. 140): Ordovizische Zonen-Graptolithen

Die Abbildungsnummern geben zugleich die Zonenfolge an; mit Doppelzahl (5/6) sind die in mehreren Zonen vorkommenden Arten bezeichnet.

1. *Dictyonema sociale;* 2. *Bryograptus kjerulfi;* 3. *Dichograptus octobrachiatus;* 4. *Didymograptus extensus* (a gesamt, b distal, c proximal); 4/5. *Tetragraptus serra;* 5. *Didymograptus hirundo* (a proximal, b gesamt); 5/6. *Phyllograptus typus;* 6. *Didymograptus bifidus* (a proximal vergr., b gesamt); 7. *Didymograptus murchisoni* (a proximal vergr., b gesamt); 8. *Glyptograptus teretiusculus* (a distal vergr., b proximal); 9. *Nemagraptus gracilis* (a gesamt, b vergr.); 10. *Climacograptus peltifer;* 9/10. *Glossograptus hincksi* (a proximal vergr., b gesamt); 10/11. *Mesograptus multidens* (a proximal vergr., b gesamt); 11. *Climacograptus wilsoni* (a vergr., b gesamt); 12. *Dicranograptus clingani;* 12/13. *Orthograptus truncatus* (a vergr., b gesamt); 13. *Pleurograptus linearis* (a gesamt, b vergr.); 14. *Dicellograptus complanatus;* 15. *Dicellograptus anceps.*

Tafel V, Ordovizium



Erklärung nebenstehend

b) Die kalkig-sandige Fazies

Die Gliederung beruht auf Trilobiten und Brachiopoden. Trotz starker fazieller und örtlicher Differenzierung sind die fünf Stufen gut zu unterscheiden. Die leitenden Gattungen gehören mehreren, das ganze Ordovizium durchlaufenden Reihen an, welche schon im untersten Ordovizium beginnen.

Trilobiten (Taf. V). Im Tremadoc sind noch einige kambrische Nachzügler vorhanden: *Agnostus, Olenus,* die zu den Oleniden gestellten *Euloma* (Taf. V, 1), *Shumardia* und Dikelocephaliden (England). Jedoch sind auch die meisten jüngeren Gattungen vertreten; so vor allem die Asaphiden (s. unten) durch *Niobe* (im Gegensatz zu den späteren mit zylindrischer Glabella, kleinen Augen, „olenidem" Kopfschild und gegliedertem Schwanzschild) und *Symphysurus* (Taf. V, 2, 10); die Trinucleiden (s. unten) durch *Orometopus,* welcher noch geringe Differentiation, aber Augen und Augennähte besitzt (Taf. V, 11). Etwas höher erscheint *Ceratopyge* mit zwei langen Stacheln auf dem großen Schwanzschild (Taf. V, 3). Es ist das eine „Übergangsfauna" (*Euloma-Niobe*-Fauna BROEGGERS).

Das Skiddavian (Arenig) und Llandeilo haben die meisten Gattungen gemeinsam, wenn auch Artenunterschiede und gewisse Entwicklungstendenzen zu erkennen sind. Die wichtigsten Vertreter sind:

Asaphiden: eine geringe Anzahl (8 bis 10) von Rumpfsegmenten, ähnliche Gestaltung von Kopf und Schwanz, große Augen, Einrollungsvermögen sind bezeichnend. Im Skiddavian ist vor allem *Megalaspis* (mit dreieckigem Kopfschild, zylindrischer, schwach gefurchter Glabella, kurzen Kopfstacheln) leitend (Taf. V, 4); später die Gattung *Asaphus* selbst (verbreiterte Glabella, gegliedertes Schwanzschild) und *Illaenus* (mit fast glattem Schwanz- und Kopfschild); die letzte Form geht über das Ordovizium hinaus (Taf. V, 5 und 6).

Ogygia ist eine den Asaphiden nahestehende, sehr breite Form mit schmaler Achse, zylindrischer Glabella und kleinen Kopfstacheln; bei den jüngeren Formen sind Kopf und Schwanzschild verschieden groß.

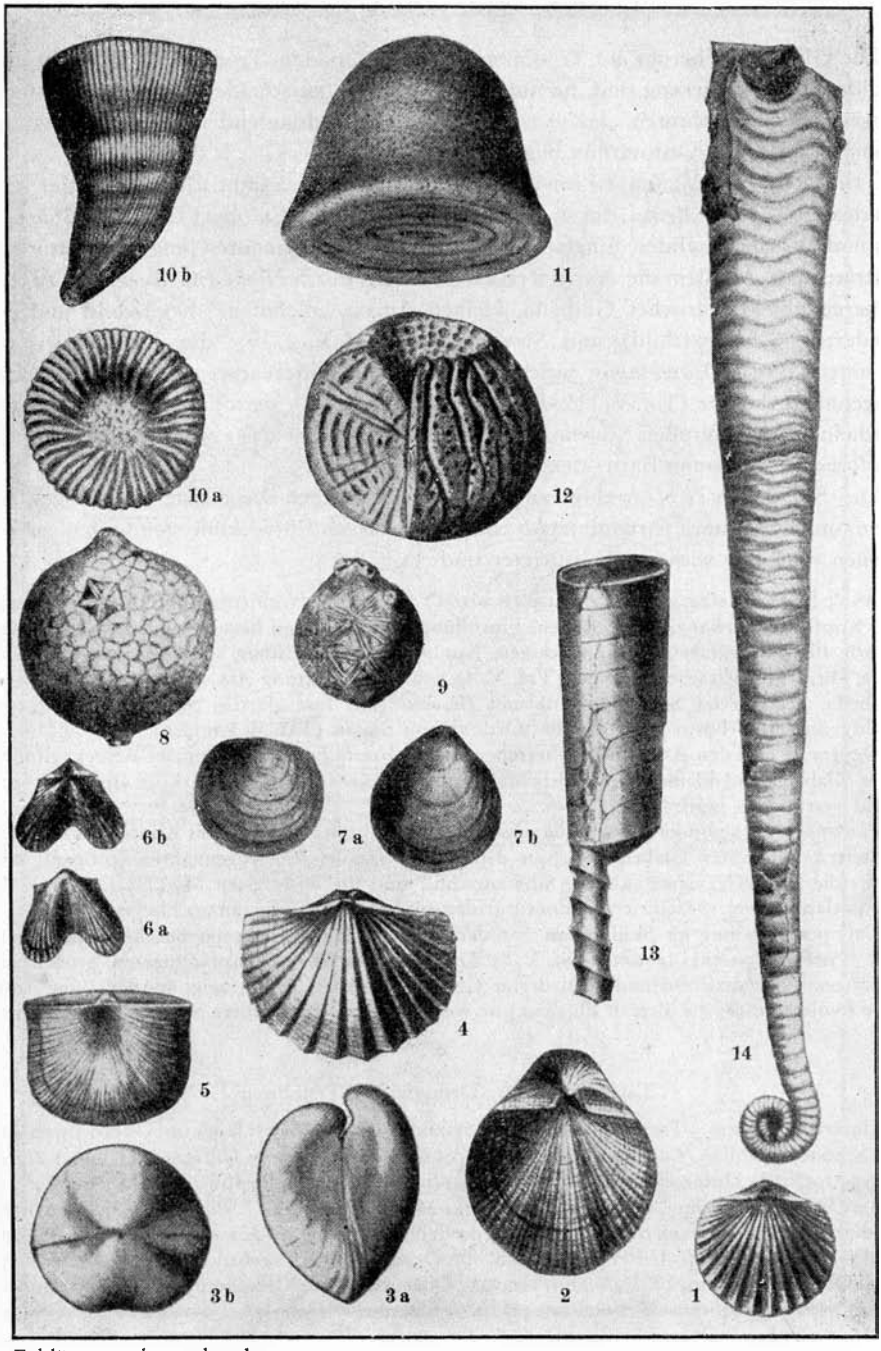
Placoparia ist besonders im Skiddavian weltweit verbreitet; ein kurzes Kopfschild mit verbreiterter, gefurchter Glabella und an den Seiten mündenden Augennähten (propar), sehr zahlreiche Rumpfsegmente, kleines Schwanzschild sind die wichtigsten Merkmale (Taf. V, 7). Die gotlandischen, spezialisierten Encrinuriden sind vielleicht hier anzuschließen.

Calymene beginnt im Skiddavian mit der besonders für Südeuropa bezeichnenden Form *Cal. (Synhomalonotus) tristani* (Taf. V, 8). Die mit zahlreichen Rumpfsegmenten, großem gegliedertem Schwanzschild und gegliederter Glabella versehene Form zeigt insofern eine deutliche Evolution, als die älteren Formen nur wenige scharfe Einschnitte in der Glabella haben,

Tafel V (S. 142): Ordovizische Trilobiten

Unterordovizium = Tremadoc; Mittelordovizium = Skiddavian-Llandeilo; Oberordovizium = Caradoc-Ashgill. 1. *Euloma ornatum* Unterordovizium, 2. *Niobe* Unterordovizium 3. *Ceratopyge forficula* Unterordovizium, 4. *Megalaspis limbata* (Mittelordovizium); 5. *Asaphus expansus* Mittelordovizium, 6. *Illaenus oblongatus* Mittelordovizium, 7. *Placoparia zippei* Mittelordovizium, 8. *Calymene tristani* Mittelordovizium, 9. *Aeglina binodosa* Mittelordovizium, 10. *Symphysurus crofti* Unterordovizium, 11. *Orometopus* Unterordovizium, 12. *Chasmops odini* Oberordovizium, 13. *Dalmanites socialis* Oberordovizium, 14. *Ampyx nudus* Mittelordovizium, 15. *Cryptolithus (Trinucleus) goldfussi* Oberordovizium, 16. *Harpes* Oberordovizium, 17. *Staurocephalus* Oberordovizium.

Tafel VI, Ordovizium



Erklärung nebenstehend

die späteren aber zahlreiche Querfurchen und dazwischen runde, höckerförmige Wülste (Loben) besitzen. Die Blüte der Gattung liegt im Gotlandium.

Aeglina ist eine kleine Form mit kugelig aufgeblähter Glabella und großen Augen (Taf. V, 9).

Ampyx (Raphiophorus) beginnt auch im Arenig; es ist eine kurze, gedrungen gebaute Form mit langem Vorderstachel und zwei sehr langen seitlichen Kopfstacheln, welche die Körperlänge weit übertreffen (Taf. V, 14).

Ferner sind Cheiruriden, Lichadiden und Trinucleiden vorhanden, aber erst später leitend.

Im Caradoc ist noch *Asaphus* vor allem unten leitend und auch *Calymene* häufig; besondere Bedeutung erlangen:

Cryptolithus (Trinucleus, Tretaspis) mit einer rundlichen, von zwei großen seitlichen Hökkern begleiteten Glabella, stark verbreitertem, siebartig durchlöchertem, flachem Kopfschild und sehr langen Seitenstacheln, welche die Körperlänge um das Mehrfache übertreffen. Augen fehlen. Die schon früher auftretende Gattung geht in das Gotlandium hinauf (Taf. V, 15).

Remopleurides, mit fast halbkreisförmigem Kopfschild, querovaler konvexer Glabella mit gekrümmten Augen, dreiseitigen Wangen. Der Rumpf hat 11 Segmente und eine breite Spindel. Das Schwanzschild ist kurz mit konvexer Achse.

Chasmops, wohl ein Vorläufer der Phacopiden, ist für die obere Abteilung der Stufe leitend; eine verbreiterte Glabella, große Augen und Seitenstacheln sind bezeichnend; die Augennaht mündet an den Seiten (propare Formen) (Taf. V, 12).

Daneben treten *Illaenus* und die jüngeren Formen *Acaste, Lichas, Cheirurus, Homalonotus* auf, welche beim Gotlandium besprochen werden.

Im Ashgill treten schon sehr zahlreiche jüngere Typen auf, und zwar neben den genannten:

Staurocephalus, mit eigentümlicher Glabella, die mit kugelförmigem Anhang über den Rand des Kopfschildes hinausreicht (Taf. V, 17).

Dalmanites, zu den Phacopiden gehörend, mit verbreiterter, gegliederter Glabella, dreieckigem Kopfschild, großen Augen und einem in einen spitzen Stachel auslaufendem Schwanzschild (Taf. V, 13).

Harpes, eine hochspezialisierte Form mit breitem, flachem Kopfsaum, von dem seitlich zwei breite, kaum mehr als Stacheln zu bezeichnende Ausläufer bis zum Hinterrande des Körpers verlaufen (Taf. V, 16).

Die ordovizischen Trilobitengattungen sind weltweit verbreitet. Die kambrischen Nachläufer sind mit Ausnahme von *Agnostus* auf das Tremadoc beschränkt. Spezifisch ordovizisch sind die opisthoparen Formen (Augennaht hinten am Kopfschild mündend), welche sich durch Erwerbung großer Facettenaugen und durch das Einrollungsvermögen von den kambrischen Typen unterscheiden. Von ihnen sind besonders *Asaphus, Megalaspis, Ogygia* rein ordovizisch, während *Illaenus* höher hinauf reicht. In der Mitte der Formation erscheinen dann die proparen Formen (Augennaht an der Seite

Tafel VI (S. 144): Ordovizische Fossilien

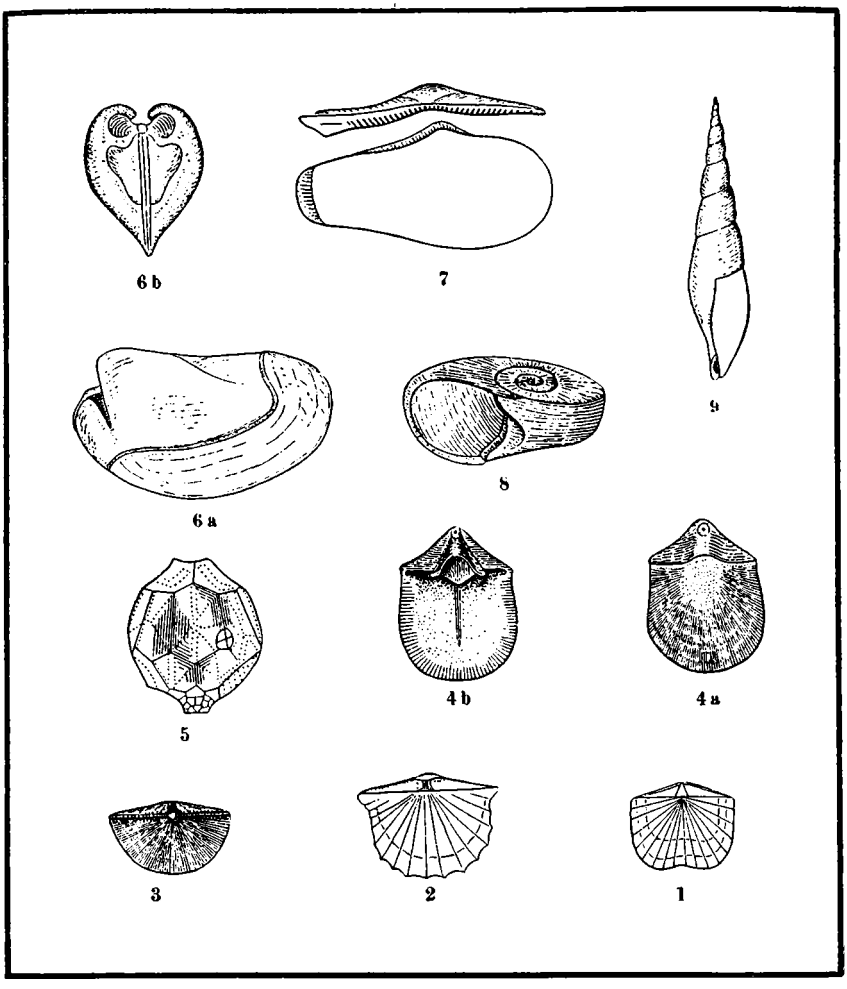
Brachiopoden: 1. *Orthis calligramma,* 2. *O. (Dalmanella) elegantula,* 3. a, b *Porambonites baueri,* 4. *Platystrophia lynx,* 5. *Strophomena rugosa,* 6. a, b *Bilobites biloba,* 7. a, b *Obolus apollinis;*

Cystideen: 8. *Echinosphaerites aurantium,* 9. *Caryocystites.*

Korallen, Bryozoen (?): 10. a, b *Streptelasma europaeum,* 11. *Monticulipora petropolitana;*

Schwämme: 12. *Astylospongia praemorsa;*

Cephalopoden: 13. *Endoceras duplex,* 14. *Lituites lituus.*



Tafel VII: Ordovizische Fossilien

Brachiopoden: 1. *Orthis vespertilio*, 2. O. *(Nicolella) actoniae*, 3. *Plectambonites sericeus*, 4 a, b. *Clitambonites verneuili*.
Cystideen: 6. *Hemicosmites pyriformis*.
Muscheln: 6 a. *Redonia*, Steinkern mit Mantelrand, 6 b. desgleichen, Querschnitt, 7. *Ctenodonta*, oben Schloß.
Schnecken: 8. *Maclurites*, 9. *Subulites*.

mündend), unter denen aber nur *Chasmops* rein ordovizisch ist, während die meisten im Gotlandium häufiger werden.

Die **Brachiopoden** sind in der Flachwasserfazies sehr weit verbreitet, aber meistens durch Formen vertreten, die durch mehrere Stufen fortsetzen; immerhin lassen sich einige bezeichnende Merkmale anführen:

Im Tremadoc und Skiddavian herrschen noch durchaus die Inarticulaten (ohne Zähne und Zahngruben) vor, von denen besonders der rundliche *Obolus* [*O. apollinis* unten (Taf. VI, 7), *Obolella plumbea* höher] eine leitende Bedeutung hat. Auch die Dauerformen *Lingula, Discina* und *Crania* sind unselten.

Im Llandeilo gelangen neben der inarticulaten *Siphonotreta,* die schon seit dem Kambrium bekannten Orthiden zu größerer Bedeutung, z. B. *O. calligramma* (Taf. VI, 1), *Platystrophia biforata* und *P. lynx,* mit grob berippter Schale und starker medianer Eindellung in der Bauchklappe (Taf. VI, 4). Pentameriden (s. Gotlandium) sind vorhanden, aber nicht leitend.

Im Caradoc setzt eine sehr reichhaltige Entwicklung ein. Von den Orthiden sind neben *Platystrophia* die schmetterlingsförmige *Orthis verspertilio* (Taf. VII, 1) (feine Berippung und gerader Schloßrand), die für den oberen Teil bezeichnende *O. (Nicolella) actoniae* (Taf. VII, 2) (deutliche Area und ein Schloßrand, der länger als die Schale ist), endlich *Plectambonites* (Taf. VII, 3), ebenfalls mit langem, geradem Schloßrand, dreieckiger deutlicher Area und feiner Berippung, bezeichnend. Auch die konvex-konkaven *Strophomena* (Taf. VI, 5) und *Leptaena* beginnen hier. Von den Pentameriden sind zwei spezifisch ordovizische Formen wichtig: *Clitambonites* mit sehr hoher Area, Mittelleiste und ungleichen Schalen (Taf. VII, 4) und *Porambonites,* beiderseits stark aufgebläht, mit großen Wirbeln, Sinus und deutlich punktierter Schale (Taf. VI, 3).

Im Ashgill zeigt sich eine sehr rasche Weiterentwicklung und das Auftreten vieler gotlandischer Arten: *Orthis (Dalmanella) elegantula* (Taf. VI, 2) mit rundlicher, stark verzierter Schale, *Bilobites biloba* (Taf. VI, 6) mit in zwei Loben geteiltem Stirnrand, *Leptaena rhomboidalis* (mit quadratischer, konvex-konkaver Schale und starker radialer und konzentrischer Skulptur) sind einige schon hier häufige Arten. Von Formen mit Spiralarmen erscheint die *Athyris*-artige, glatte *Meristella.*

Die **übrige Fauna** ist im Ordovizium viel reicher als früher und enthält alle wichtigsten Ansätze der gotlandischen Mannigfaltigkeit. Der Hauptreichtum entwickelt sich aber erst in der Kalkfazies des Llandeilo.

Von den Schwämmen sind vor allem die Kieselschwämme, und zwar die Lithistiden durch die kugelrunde *Astylospongia* (Taf. VI, 12) und das im Gotlandium häufigere *Aulocopium* (s. dort) wichtig. Im Caradoc der Ostalpen wurde 1950 eine Pleospongie *(Coscinocyathus)* als Relikt gefunden.

Von Coelenteraten tritt die riffbildende *Stromatopora* (Hydrokoralline) auf. Auch die Korallen beginnen hier, und zwar die Tabulaten mit *Halysites,* die Rugosen mit Einzelkelchen *(Streptelasma,* Taf. VI, 10) und Stöcken *(Coccoseris).* Sie werden beim Gotlandium ausführlicher besprochen.

In der kalkigen Fazies, insbesondere seit dem Llandeilo, sind auch Bryozoen häufig, vor allem die für das Ordovizium leitende, aber systematisch unsichere *Monticulipora* (Taf. VI, 11).

Von Mollusken sind Muscheln noch selten, aber die Hauptordnungen sind schon vertreten: Taxodonten mit vielen kleinen Zähnchen (*Nucula, Ctenodonta,* Taf. VII, 7), Heterodonten mit differenziertem Schloß *(Redonia,* Taf. VII, 6), auch Vorläufer von Schizodonten, Desmodonten und Anisomyariern (ungleichmuskelig) sind bekannt.

Schnecken sind häufiger, wobei die symmetrisch *(Bellerophon)* oder halbsymmetrisch *(Euomphalus, Maclurites,* Taf. VII, 8) aufgewundenen Formen und die mit Schlitzband versehenen Pleurotomariiden vorwiegen. Auch der turmförmige *Subulites* ist wichtig (Taf. VII, 9).

Bei den Cephalopoden erreichen die Nautiloideen große Bedeutung. Es sind Formen mit dicker Schale, uhrglasförmig gewölbten Kammerscheidewänden (Septen) und einem zentralen oder bauchständigen Sipho. Am häufigsten sind die geraden oder unvollkommen eingerollten Orthoceren, unter denen *Endoceras* mit dickem randständigem Sipho direkt leitend und gelegentlich ungemein häufig ist (Taf. VI, 13). Es erreicht Längen von 4,5 m. Auch der bischofstabförmige *Lituites* tritt auf (Taf. VI, 14). Es ist die erste Entfaltung dieses Stammes, welcher später durch die Ammonoideen vom Devon ab leitende Bedeutung erlangt.

Von Gliedertieren sind nur die schon besprochenen Trilobiten wichtig.

Zu den Würmern (Scolecodonten) stellt man chitinöse winzige Zähne und Zahnreihen.

Die Stachelhäuter (Echinodermen) zeigen nunmehr eine rasche Entwicklung und sind gelegentlich leitend. Insbesondere sind die Beutelstrahler (Cystideen) im Caradoc ungemein häufig (Baltikum), wobei schon die beiden Gruppen der Doppelporigen (Diploporiten) und Rautenporigen (Dichoporiten) auftreten; zu den ersten gehört *Sphaeronites* (Schweden, Südeuropa), zu den zweiten *Echinosphaerites* (Taf. VI, 8), *Caryocystites* (Taf. VI, 9) und der crinoidenartige *Hemicosmites* mit regelmäßigen Plattenreihen, der im oberen Caradoc ganze Gesteinsbänke aufbaut (Taf. VII, 5).

Crinoiden (Seelilien) sind vorhanden, aber noch klein und selten (Gruppe der Fistulata und Camerata). Als Seeigelvorläufer wird die cystideenartige *Bothriocidaris* (Estland) gedeutet.

Von Wirbeltieren sind Fische jedenfalls schon vorhanden, und zwar besonders in Nordamerika Knochenplatten von agnathen (kieferlosen) Placodermen. Kalkphosphatische Zähnchen von Conodonten sind zweifelhaft. Zähnchen von Elasmobranchiern werden aus dem Tremadoc Estlands erwähnt (ausführlicher bei Gotlandium).

Von Pflanzen sind niedere marine Formen, vor allem Algen bekannt. Die Grünalge *Gloeocapsomorpha* ist an der Bildung des estländischen Brandschiefers (Kukkersit, s. unten) entscheidend beteiligt. Schizophyten, insbesondere *Cryptozoon*, sind wichtige Kalkbildner in Nordamerika und Asien.

2. Die Faziesgebiete

A. Europa

Kennzeichnend ist eine große W-O-Transgression. Im allgemeinen ist aber die Gliederung ähnlich wie im Kambrium. Man kann einen tiefen kaledonischen Trog (England, Norwegen), ein baltisches Schelfmeer, ein mitteleuropäisches Übergangsgebiet und eine südeuropäische Unterprovinz unterscheiden. Schiefer- und Kalkfazies sind gelegentlich verzahnt.

a) Die kaledonische Geosynklinale

Das englische Ordovizium ist ein Musterbeispiel der Entwicklung in einer Geosynklinale, d. h. in einem tiefen, hier NO-SW streichenden Trog, welcher zwischen dem alten Landgebiet der Schottischen Hochlande und einem Land in Südostengland lag.

Die nördlichen Hochlande Schottlands waren zwar im älteren Ordovizium zum Teil überflutet, die Sedimente zeigen aber Schelf-Fazies (Durness-Kalk); das Fehlen von Trilobiten und der Reichtum an Schnecken und Cephalopoden sind Merkmale der ostamerikanischen und arktischen Entwicklung. Eine starke Heraushebung und Faltung am Ende des Ordoviziums (takonische Phase) sind ebenfalls „amerikanische" Merkmale. Möglicherweise war diese „Islandsee" durch Inselgirlanden von der Geosynklinale abgetrennt.

In der Geosynklinale selbst besteht ein Gegensatz zwischen der landfernen tieferen Graptolithenschiefer-Fazies und einer ufernahen Flachwasser-Fazies mit Trilobiten und Brachiopoden. Folgende Stufen sind erkennbar:

Tremadoc. Graptolithen-Zonen 1 bis 2. Flachsee: unten *Niobe homfrayi, Agnostus dux, Acrotreta,* oben *Shumardia, Asaphellus, Angelina sedgwicki.*

Skiddavian. Graptolithen-Zonen 3 bis 6. Flachsee: unten *Ogygia peltata, Illaenus hughesi, Placoparia cambrensis,* Mitte *Trinucleus gibbsi, Ampyx salteri,* oben *Ogygia selwyni, Obolella plumbea, Orthis carausi.*

Llandeilo. Graptolithen-Zonen 7 bis 10. Flachsee: *Lichas laxatus, Cybele verrucosa, Asaphus tyrannus, Acidaspis, Orthis, Leptaena, Plectambonites,* Bryozoen, Cystideen und Crinoiden.

Caradoc. Graptolithen-Zonen 11 bis 13. Flachsee: unten *Asaphus powisi* und *Orthis alternata,* oben *Chasmops, Illaenus bowmanni, Orthis actoniae.* Außerdem *Orthis elegantula, O. calligramma, Platystrophia biforata, Plectambonites, Leptaena, Halysites catenularia* usw.

Ashgill. Graptolithen-Zonen 14 bis 15. Von Trilobiten unten *Staurocephalus globiceps,* höher *Calymene blumenbachi, Trinucleus seticornis, Ampyx tumidus, Encrinurus, Harpes* und andere; *Leptaena rhomboidalis* und viele, weniger horizontbeständige Brachiopoden.

Das Tremadoc wird in England zum Kambrium gerechnet; das Skiddavian entspricht mehr oder weniger dem Arenig der älteren Bezeichnungsweise; sein oberer Teil wird gelegentlich als Llanvirn bezeichnet, welches auch das untere Llandeilo umfaßt; Caradoc und Ashgill wurden früher als Bala (oder Caradoc im weiten Sinne) zusammengefaßt.

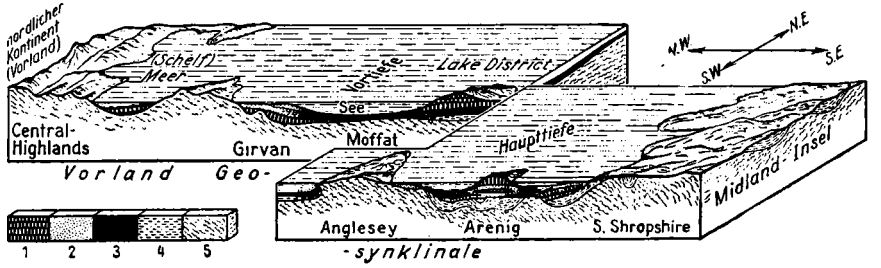


Abb. 57. Die kaledonische Geosynklinale Englands im Ordovizium. Nach J. WILLS.
1 vulkanische Gesteine, *2* neritische Fazies, *3* bathyale Fazies, *4* Kambrium, *5* Präkambrium.

Die Faziesverteilung zeigt die umstehende Tabelle und Abb. 57.

Es ergibt sich daraus ein Gegensatz zwischen Randgebieten mit großer Mächtigkeit von grobklastischen bzw. kalkigen Flachwassersedimenten und einer Zentralzone mit wenig mächtigen Graptolithenschiefern; da letztere oft mit radiolarienführenden Kieselschiefern verknüpft sind, können für sie zum Teil bathyale Faziesverhältnisse

	Girvan-Bezirk NW-Schottland	Moffat-Bezirk SO-Schottland	Seenbezirk N-England	N-Wales	Mittellande	Cornwall
Ashgill	Konglomeratisch-sandig, einige 100 m	Graptolithen-Schiefer von einigen 10 m	Schieferig-kalkig, wenig mächtig	Schieferig-kalkig, wenig mächtig	Schieferig-kalkig, wenig mächtig	Schiefer
Caradoc	Sandig-konglomeratisch bis 700 m	Graptolithen-Schiefer 12 m	Kalkig, mit vulkanischen Gesteinen, wenig mächtig	Schiefer, zum Teil sandig und vulkanisch, wenig mächtig	Sandig, zum Teil vulkanisch, mächtig Transgression	Schieferig-sandig
Llandeilo	Konglomeratisch-sandig, mit wenig Schiefer, 250 bis 300 m, auch Kalke. Lücke	Graptolithen-Schiefer 17–20 m	Oben vulkanisch, unten Grapolithen-Schiefer 200–300 m	Vorwiegend vulkanisch, mächtig	Kalkig-schieferig, zum Teil fehlend	Sandig und vulkanisch, mächtig
Skiddavian	Schiefer und Radiolarien-Hornstein mit vulkanischen Gesteinen bis 500 m	Schiefer und Hornstein, mit Tuffen; 60–70 m	Graphtolithen-Schiefer, wenig mächtig	Oben schieferig-kalkig und vulkanisch, unten sandig, mächtig	Konglomerat und Schiefer, im Osten Lücke, zum Teil vulkanisch, wenig mächtig	Sandig oben Schiefer, zum Teil vulkanisch, 600–700 m
				Diskordanz	Diskordanz	Lücke
Tremadoc	Unbekannt	Skiddav-Schiefer zum Teil	Unsicher	Schiefer, bis 200 m, zum Teil fehlend	zum Teil fehlend, Land im SO	fehlend

angenommen werden. Das ganze Gebiet erfuhr eine Absenkung um über 1000 m, welche aber in den landnahen Bereichen fortdauernd durch Sedimentation ausgeglichen wurde, während in den mittleren Beckenteilen die Sedimentation dazu nicht ausreichte und bathyale Faziesverhältnisse einsetzten. Bezeichnend ist ferner die starke submarine Förderung von vulkanischen Tuffen und von Ergußgesteinen; unter den letzten spielen die typischen Pillowlavas mit „kissenförmiger" Absonderung eine große Rolle und sind oft mit bathyalen Sedimenten verknüpft (Abb. 58). Obwohl also die Senkung vorherrscht, kann man an Lücken auch zentrale und randliche Heraushebungen

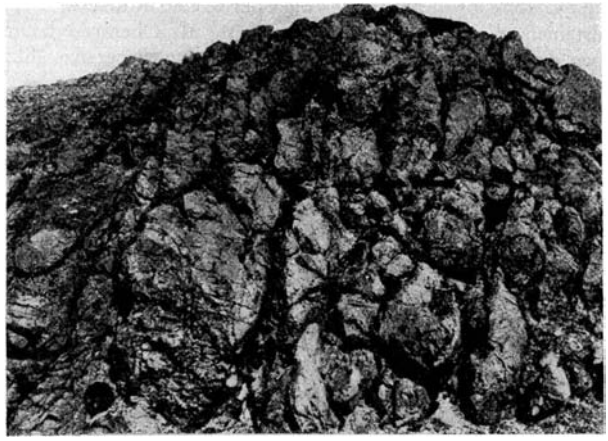


Abb. 58. Submarine basische Ergußgesteine mit kissenförmiger Absonderung (Pillow-Lava) im Ordovizium Südschottlands. Nach PRINGLE, 1935.

erkennen; so scheint im Gebiet um Anglesey eine Inselkette gelegen zu haben, welche die Geosynklinale in einen nördlichen und südlichen Teiltrog trennte. Die Ereignisfolge zeigt eine erste, schwächere Überflutung im Tremadoc, welche von einer rückläufigen Phase begleitet war; diese „präskiddavische" Heraushebung hat gelegentlich den Charakter einer schwachen Faltung (Trysil-Phase Norwegens). Im Skiddavian beginnt eine zweite, weiter reichende Transgression, die aber gelegentlich von einer schwachen Heraushebung der Randgebiete begleitet wird. Im Llandeilo oder erst im Caradoc[1]) folgt eine dritte, am weitesten reichende Überflutung, als deren Folge eine starke Verbreiterung der randlichen, neritischen Gebiete, aber eine Verengung des zentralen bathyalen Streifens eintritt; so gleichen sich am Ende des Ordoviziums die einzelnen Teilgebiete einander an.

Das skandinavische Hochgebirge jenseits der Nordsee zeigt von Bergen bis nach Lappland ähnliche Verhältnisse. Infolge der starken nachsilurischen Metamorphose ist hier aber eine eingehende Gliederung unmöglich, da Fossilien überaus selten sind. Im Trondhjem-Gebiet läßt sich folgende Einteilung feststellen (von unten):

[1]) Von einigen wird die Tektogenese der Hochlande Schottlands mit der Bildung großer Überschiebungen an das Ende des Llandeilo gestellt, was der Trondhjem-Phase Norwegens entsprechen würde.

Röros-Schiefer. Kalkglimmerschiefer und Phyllite von 100 bis 1000 m Mächtigkeit, oben mit *Dictyonema flabelliforme*, also Kambrium und Tremadoc. Im Hangenden oft eine Lücke und schwache Diskordanz (Trysil-Phase).

Bymark-Gruppe. Während in einigen Gebieten Quarzite (Blauquarz) und unreine Kalke das tiefere Ordovizium vertreten, erscheint im Trondhjemgebiet eine mächtige Gruppe von basischen Ergußgesteinen, Kissenlaven und Tuffen, zwischen die radiolarienführende Hornsteine (Jaspis) und Kalke eingelagert sind. Einlagerungen von sulfidischen Eisenerzen (Pyrit, Magnetkies) sind recht bezeichnend. Diese bis 1800 m mächtige Folge schließt mit einem Konglomerat ab (Jaspiskonglomerat, Serpentinkonglomerat), welches eine Bewegungsphase (Trondhjemphase) anzeigt. Zeitlich dürfte diese Abteilung dem Arenig und Llandeilo entsprechen.

Hovin-Gruppe. Eine bis 1000 m mächtige Serie von Schiefern, Phylliten, oben mit Kalken und Sandsteinen, die durch spärliche Fossilreste als Oberordovizium gekennzeichnet wird. Sie wird oben durch eine schwache Erosionsdiskordanz abgegrenzt (Ekne-Phase).

Diese mächtige ordovizische Serie mit ihrem schnellen Fazieswechsel und vulkanischen Einlagerungen ist ebenfalls in einem sich schnell vertiefenden Geosynklinaltrog entstanden, der vielleicht mit dem englischen in Verbindung stand, aber wesentlich schmaler war.

b) Das skandinavisch-baltische Flachmeer

Innerhalb dieses einheitlichen Ablagerungsbezirkes bestehen nicht unbedeutende Schwankungen der Fazies und der Mächtigkeiten; so wiegt im Ostbaltikum und in den einzelnen, über das mittlere Schweden verbreiteten Erosionsrelikten eine kalkige, unten sogar noch sandige Ausbildung vor, wobei die Mächtigkeiten gering sind und etwa 100 bis 150 m erreichen. Das Gebiet von Oslo ist faziell ähnlich gegliedert, zeigt aber einen gelegentlich fast kaleidoskopischen Fazieswechsel, der auf küstennahe Verhältnisse und auf unruhige Bedingungen hinweist; die Mächtigkeiten erreichen dabei 320 bis 500 m, und vielfach sind Übergänge zur benachbarten kaledonischen Geosynklinale vorhanden. Schonen zeigt im Gegensatz dazu die rein schieferige Ausbildung eines landfernen Meeres mit einer Gliederung nach Graptolithen, die eng an die englischen Verhältnisse anschließt und zum mitteleuropäischen Faziesgebiet überleitet; die Mächtigkeiten erreichen hier 200 m.

Zu den einzelnen Stufen ist folgendes zu bemerken:

Das Tremadoc (I, Obolidenserie, A_2 bis B_1 Estlands) beginnt entweder mit dunklen, oft bitumenreichen Schiefern mit *Dictyonema flabelliforme* oder (Schweden, Ostteil des Beckens) mit hellen Sandsteinen mit *Obolus apollinis*, welche im Osten auf Unterkambrium übergreifen und gelegentlich Zwischenlagen von *Dictyonema*-Schiefer enthalten; beide Gesteine sind ungefähr gleichaltrig, wobei aber zum Schluß *Dictyonema*-Schiefer über den *Obolus*-Sandstein übergreifen.

Im Hangenden folgt im Osten grüner Glaukonitsandstein mit *Obolus siluricus, Lingula, Orthis christianiae, Triarthrus angelini, Megalaspis* usw. Eine etwas tiefere Fazies herrscht in Schweden und bei Oslo in Gestalt des *Ceratopyge*-Schiefers und des hangenden *Ceratopyge*-Kalkes mit *Ceratopyge forficula, Euloma ornatum, Niobe insignis, Symphysurus;* die Brachiopoden sind die gleichen. In den Schiefern kommt bei Oslo *Bryograptus* vor. Es ist die „Euloma-Niobe"-Fauna, die noch Übergangscharakter



Abb. 59. Meeresverbreitung in Nordeuropa zur Zeit des *Asaphus broeggeri* (Skiddavian). Nach H. FREBOLD.

Clitambonites). Monticulipora petropolitana und Cystideen *(Echinoencrinites, Glyptocystites, Bolboporites).* Die sieben Zonen, in die man östlich von Leningrad die Stufe B einteilen kann, sind im Westen nur zum Teil vertreten; es besteht dort eine Lücke.

Nach neuen Untersuchungen von ORVIKU und ÖPIK wird die Stufe C_1 älterer Einteilung dem Arenig und Llandeilo zugerechnet. Der untere Teil ist der Echinosphaeritenkalk im engeren Sinne, mit *Echinosphaerites aurantium* und zahlreichen Asaphiden. Der obere Teil wird heute als Uhakustufe bezeichnet und leitet die Chasmops-Serie von ORVIKU und ÖPIK ein. Er soll im wesentlichen dem Llandeilo entsprechen und ist durch das erste Auftreten von *Chasmops* (neben noch zahlreichen Asaphiden), durch *Caryocystites aranea* und viele neue Brachiopoden ausgezeichnet.

besitzt. In Schonen ist die Gliederung ähnlich; hier treten auch *Tetragraptus phyllograptoides* und von Trilobiten die englische Form *Shumardia* auf.

Skiddavian (Arenig) und Llandeilo (II, Asaphidenserie, und unt. III, Chasmopsserie, nach ÖPIK). Im Osten bestehen beide Stufen aus Kalken; unten liegt der Glaukonitkalk (B_2) mit Vorwiegen von *Megalaspis (planilimbata* und *limbata)* und den ersten *Asaphus (broeggeri, lepidurus),* oben der Vaginatenkalk (B_3) mit *Asaphus expansus, raniceps, eichwaldi* und mit dem (oben) sehr häufigen *Endoceras vaginatum.* Die Kalke sind außerordentlich fossilreich und enthalten neben vielen anderen Trilobiten *(Illaenus, Nileus, Ampyx)* sehr viele Brachiopoden *(Orthis parva, Porambonites,*

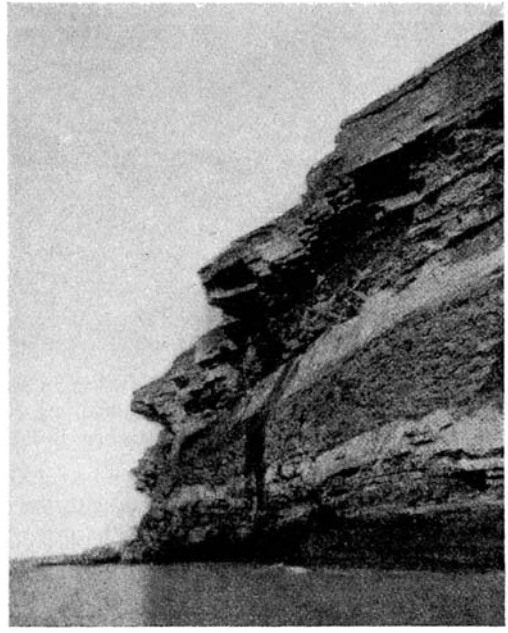


Abb. 60. Der Glint — Steilküste des Kambrosilurs bei Packerort (bei Tallin) nach ÖPIK.
a Echinosphäritenkalk; *b* Vaginatenkalk; *c* Glaukonitkalk; *d* Glaukonitsand; *e* Dictyonemaschiefer; *f* Obolussandstein; *g* Transgressionskonglomerat; *h* Sandstein des Unterkambriums.

In Schweden und im Oslogebiet ist die Ausbildung ähnlich, indem man auch hier eine untere Stufe mit *Megalaspis* und *Asaphus expansus* und eine obere Stufe mit *Asaphus platyurus, Illaenus centaurus* und *Ancistroceras* unterscheiden kann. Die obere Abteilung führt auch hier massenhaft Orthoceren und wird meist als grauer und roter Orthocerenkalk bezeichnet (Abb. 61). Der untere Teil der Megalaspiskalke (*planilimbata*-Zone) kann durch Graptolithenschiefer mit *Dichograptus, Phyllograptus, Didymograptus* ersetzt sein (*Phyllograptus*-Schiefer). Über den Megalaspiskalken ist bei Oslo gelegentlich eine Lücke vorhanden, die der Trysil-Phase im norwegischen Hochgebirge entsprechen soll.

In Schonen und auf Bornholm ist die Fazies vorwiegend schieferig mit Graptolithen; dem Skiddavian entspricht der untere und obere *Didymograptus*-Schiefer, dem Llandeilo der untere *Dicellograptus*-Schiefer. Eine dünne Einschaltung von Orthocerenkalk, der als homogene Kalkplatte über verschiedene Faziesgebiete übergreift, ist bemerkenswert.

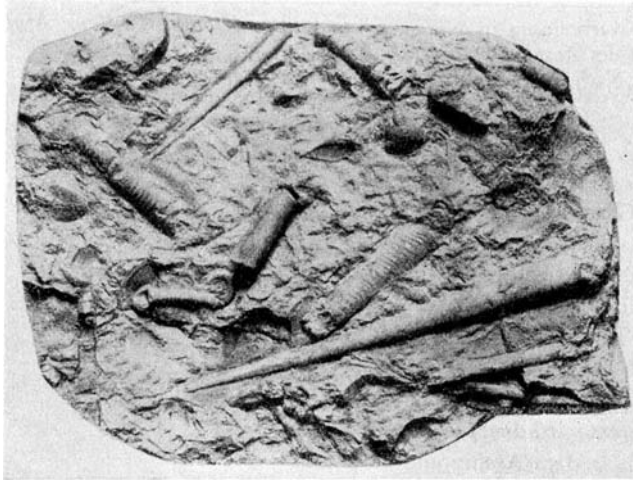


Abb. 61. „Orthoceren-Schlachtfeld", Anhäufung von *Orthoceras* und *Lituites* (mit eingerollter Spitze) auf Schichtflächen von ordovizischem Kalk. Geschiebe aus Südostschweden. Greifswald.

Das Caradoc beginnt im Osten nach der neuen Einteilung mit der Kukkersstufe (C_2–C_3), d. h. dem oberen Teil der Chasmops-Serie III. Unten liegt als lokale Bildung einer seichten Meeresbucht der Kukkersschiefer (C_2), ein brauner, bitumenreicher Kalkschiefer, welcher heute in großem Maßstabe verschwelt wird. Marine planktonische Algen *(Gloeocapsomorpha prisca)* sind besonders an der Bildung des Bitumens beteiligt, doch ist auch die übrige auffallend kleinwüchsige Fauna sehr reich; BEKKER hat 230 Arten von Trilobiten, Brachiopoden, Bryozoen, Cystideen, Gastropoden beschrieben. Im Hangenden folgen wieder Kalke (Itfersche Schicht C_3, Jewesche Schicht D_1, Kegelsche Schicht D_2, Wasalemm-Oandu Sch. D_3), in denen von Trilobiten vor allem *Chasmops* zu erwähnen ist, daneben aber auch sehr zahlreiche Brachiopoden *(Orthis*

calligramma, Clitambonites, Platystrophia biforata, Leptaena rhomboidalis, Porambonites). Oben besteht eine fazielle Zweiteilung in Cystideen-Bryozoen-Kalke im Westen *(Hemicosmites*kalk von Wasalemm) und fossilreiche Tone und Mergel im Osten (Oandu).

In Schweden beginnt das Caradoc auch mit Cystideenkalken *(Echinosphaerites, Sphaeronis),* über denen Kalke mit *Chasmops odini, Ampyx rostratus,* höher mit *Asaphus macrurus* folgen. Der gleiche *Chasmops*-Kalk tritt auch bei Oslo auf, wird aber dort von einem Schiefer mit *Didymograptus geminus* (Zone II) unterlagert. Oft befindet sich an der Basis eine kleine Lücke (Trondhjem-Phase).

Das obere Caradoc wird in Schweden und bei Oslo durch den *Trinucleus*-Kalk und -Schiefer mit *Trinucleus (Cryptolithus) seticornis, Ampyx portlocki, Calymene, Remopleurides* usw. gebildet; oben liegen Schiefer mit *Trinucleus* und *Staurocephalus clavifrons,* die in das Ashgill hinaufreichen.

In Schonen wird der *Chasmops*-Kalk durch Alaunschiefer mit Graptolithen vertreten (mittlere *Dicellograptus*-Schiefer mit *Dicranograptus clingani, Pleurograptus linearis),* während oben neben den Graptolithen auch die typischen *Trinucleus* und *Ampyx* vorhanden sind.

Dem Ashgill entsprechen im Osten die Wesenberger (E) und Lyckholmer (F_1) Schichten; früher wurde E in das obere Caradoc gestellt und F_2 (Borkholm) noch zum Ordovizium gerechnet; letzteres ist aber wohl Gotlandium. Öpik faßt heute E und F_1 nach dem häufigsten Trilobiten als *Isotelus*-Serie (IV) zusammen. E sind dichte, F_1 unten kieselige, oben tonige Kalke; letztere sind reich an Korallen, Gastropoden und Brachiopoden, unter denen schon viele gotlandische Formen vorkommen *(Orthis actoniae, Pentamerus, Porambonites, Leptaena, Strophomena).* Von Trilobiten ist neben zahlreichen *Chasmops, Lichas, Encrinurus, Calymene, Scutellum (Bronteus)* vor allem *Harpes wegelini* hier und in Schweden leitend.

In Schweden ist das tiefere Ashgill entweder durch die oberen *Trinucleus- (Tretaspis-)* Schiefer mit *Staurocephalus globiceps* oder durch Kalke mit Brachiopoden vertreten. Der im Hangenden folgende *Leptaena*-Kalk (Dalarne) oder die Brachiopoden-Schiefer werden heute meist in das Gotlandium gestellt. Neben den Brachiopoden *Leptaena rhomboidalis, Strophomena imbrex, Meristella crassa* sind vor allem *Harpes, Lichas, Cheirurus, Bumastus,* Gastropoden und die ersten Korallenriffe *(Favosites, Heliolites, Halysites)* kennzeichnend.

Die fazielle Mannigfaltigkeit ist im Oslogebiet noch größer. Man unterscheidet hier Kalksandsteine, sandige Kalkschiefer, Riffkalke mit Kalkalgen (Rhabdoporellenkalke) und Gastropodenkalke, die auch viel Korallen und Bryozoen führen. An der Basis liegen Schiefer und Kalke mit *Isotelus gigas* und *Cryptolithus (Tretaspis) seticornis,* unter denen eine kleine Lücke auftritt (Ekne-Phase des Hochgebirges).

In Schonen folgt auf den obersten *Cryptolithus- (Tretaspis-)* Schiefer der vielleicht schon gotlandische *Dalmanites*-Schiefer, welcher zum Teil sehr sandig ist und einer Verflachung des Meeres entspricht.

Das Ordovizium des baltischen Schelfes beginnt demnach mit einer Transgression im Tremadoc, welche von Westen nach Norden und Osten fortschreitet und im Osten auf immer tiefere Schichten übergreift (bei Pskow liegt *Obolus*-Sandstein über blauem

Ton). Im nördlichen Schweden greift das Tremadoc zum Teil auf Granit über (Dalarne). Zu Beginn des Skiddavian setzt eine weitere Transgression und Vertiefung ein, die aber bald durch eine deutliche Heraushebung unterbrochen wird (Gotland und westliches estnisches Gebiet); das entspricht etwa der Trysil-Phase des norwegischen Hochgebirges. Die dritte Transgression beginnt im Llandeilo mit der Ausbildung der homogenen Orthocerenkalkplatte, erreicht aber erst im Caradoc (nach der Trondhjem-Phase) ihren höchsten Stand. Später ist, besonders im Westen, eine zunehmende Differenzierung und Verflachung zu erkennen. Im östlichsten baltischen Gebiet und östlich von Leningrad fehlt das obere Ordovizium vollständig; hier transgrediert Devon auf die *Asaphus*-Kalke.

c) Mitteleuropa

Im Brabanter Massiv Belgiens und in den Nordardennen beginnt das Ordovizium mit quarzitischen Schiefern des Tremadoc, welche *Dictyonema* führen. Skiddavian und Llandeilo bestehen aus Graptolithenschiefern, höher folgen Grauwacken und sandige Schiefer mit Brachiopoden und Trilobiten. Die faunistischen Beziehungen zum Norden sind sehr eng.



Abb. 62. Profil durch den Kinnekulle, Schweden. Das Kambrosilur wurde durch die auflagernde Diabasdecke vor Zerstörung geschützt.

Neuerdings ist Ordovizium durch R. RICHTER und K. BEYER im rechtsrheinischen Schiefergebirge nachgewiesen worden, während linksrheinisch und im Süden höchstens das Tremadoc vertreten ist. Im Ebbe- und Remscheider Sattel des Sauerlandes fanden sich in den früher zum oberen Gotlandium gestellten Herscheider Schichten Trilobiten *(Cyclopyge illaenoides)*, Graptolithen *(Didymograptus bifidus, D. murchisoni, Climacograptus)* und charakteristische Kotpillen *(Tomaculum)*, welche an der Zugehörigkeit zum Ordovizium keinen Zweifel lassen. Nach BEYER gehören die tiefsten sichtbaren Teile (Plettenberger Bänderschiefer) dem Oberskiddavian an; höher folgen untere Tonschiefer des Unterllandeilo, dann Grauwackenschiefer des oberen Llandeilo, schließlich obere Tonschiefer des Caradoc-Ashgill. Die Folge ist über 700 m mächtig und schließt mit einer beträchtlichen Lücke ab. Bei Gießen gehört der Andreasteich-Quarzit dem Ordovizium an und entspricht etwa dem Drabov-Quarzit Böhmens. Die faunistischen Beziehungen zu Thüringen und Böhmen sind überhaupt eng.

Weiter im Osten findet man in der Lausitz wieder sicheres Ordovizium. Hier sind allerdings nur Quarzite mit hornschaligen Brachiopoden des Tremadoc sichergestellt (Dubrau-Quarzit).

Im polnischen Mittelgebirge ist die Serie vollständiger (von unten):

Glaukonitsandstein mit *Obolus siluricus* — Tremadoc.

Bukowka-Sandstein mit *Orthis moneta, O. calligramma, Monticulipora petropolitana* — Skiddavian.

Moicza-Kalk mit *Megalaspis, Asaphus, Endoceras* – Llandeilo.
Cystideenkalk – Untercaradoc.

Eine früher von SAMSONOWICZ angenommene Lücke im Ashgill nebst takonischer Diskordanz scheint nach neueren Untersuchungen geringere Bedeutung zu haben. Im Zentrum des Mittelgebirges ist nach CZARNOCKI (1936) der Übergang zum Gotlandium lückenlos.

Im Oberordovizium greift ein Meeresarm mit typisch baltischer Fauna gegen Südosten jedenfalls bis Podolien vor und stellt vielleicht eine Verbindung mit der Tethys im Südosten her.

Weiter im Südwesten zeigen Böhmen und Ostthüringen eine etwas abweichende, untereinander aber übereinstimmende Entwicklung.

In der Prager Mulde ist das Ordovizium (Etage d) etwa 1500 m mächtig, wobei die oberen Stufen am mächtigsten sind. Die Graptolithen sind zum Teil mit dem Norden gemeinsam, die anderen Fossilien gehören einer abweichenden Gemeinschaft an. Man unterscheidet von unten:

Krusznahora-Schichten: Unten Konglomerate (Třenice), in der Mitte Schiefer, oben Grauwacken (Olešna). An der Basis tritt *Dictyonema* auf, höher folgt *Obolus silluricus* und eine reiche Trilobitenfauna vom Typus der Euloma-Niobe-Fauna des Baltikums. Dieses typische Tremadoc stand noch in Verbindung mit Polen und Estland.

Komarov-Schichten: Eine Folge von Diabas, Schalstein, Tuffen, schwarzen Schiefern und Roteisenerzen. Neben Vertretern der Euloma-Fauna sind *Megalaspis, Illaenus, Lichas* vorhanden, so daß diese Folge dem Skiddavian angehört. Bezeichnend ist eine schwache Lücke an der Basis.

Schichten von Osek-Kvan: Schwarze Schiefer, in denen zwei Eisenerzlager auftreten (unten oolithischer Haematit und Chamosit, oben Limonit). Die Graptolithen gehören vorwiegend dem höheren Skiddavian an, reichen aber wohl in das Llandeilo hinauf (*Didymograptus murchisoni, D. bifidus* und andere). Die reiche Trilobiten-Fauna ist von der des Baltikums ganz verschieden; bedeutsam sind *Placoparia zippei, Aeglina, Illaenus katzeri, Acidaspis buchi, Dalmanites* usw.; Brachiopoden, Muscheln und Schnecken sind häufig.

Quarzit von Drabov: Mit *Dalmanites socialis, Acidapsis buchi, Cryptolithus goldfussi* usw.; höheres Llandeilo.

Schichten von Zahorany: Quarzite, Grauwacken und Schiefer mit einer ähnlichen Trilobiten-Fauna, aber mit Graptolithen der Zonen 12 bis 13, also im wesentlichen Caradoc.

Schichten von Zdice: Schiefer, höher Quarzite mit *Calymene blumenbachi, C. pulchra, Ampyx, Cryptolithus ornatus;* Orthoceren, Beyrichien, Brachiopoden, Muscheln, *Dicellograptus anceps* weisen auf Ashgill hin. Die hangenden Quarzite von Kosov werden gelegentlich schon zum Gotlandium gestellt; über ihnen liegt eine kleine Lücke.

Diese Fauna zeigt, daß die Beziehungen zum Norden immerhin nicht ganz unterbrochen waren.

Die Entwicklung im Fichtelgebirge schließt sich der böhmischen eng an. In Thüringen unterscheidet man von unten (nach v. GAERTNER 1936):

Frauenbach-Serie. Besteht aus unterem Quarzit (100 bis 200 m), einer Wechsellagerung von Quarzit und Schiefer (200 bis 250 m) und einem oberen Quarzit (70 bis 150 m). Der letzte führt spärlich *Obolus silluricus* und ist demnach Tremadoc. Die Frauenbach-Serie liegt algonkischen Schichten oder Kambrium auf.

Phycoden-Serie. Von unten: Übergangszone mit Magnetitquarzit (0 bis 100 m), Dachschiefer (100 m), Magnetitquarzit (0 bis 30 m), Phycodenschiefer (600 bis 1000 m), Phycodenquarzit (bis 100 m). Oben Diabase. Die Phycodenschiefer sind bunte, zum Teil phyllitische Schiefer mit

Phycodes circinnatum (Grabspuren) und einer spärlichen Fauna *(Megalaspis, Ogygia guettardi).* Der hangende Quarzit führt noch Graptolithen des Arenig (Skiddavian).

Gräfentaler Schichten, gegliedert in:

Unterer Erzhorizont. Dichte oder oolithische Eisenerze (Chamosit, Thuringit, Siderit, Hämatit) mit spärlichen Brachiopoden, 2 bis 3 m.

Griffelschiefer. Tonschiefer mit *Didymograptus extensus, Coenograptus linearis, Asaphus, Megalaspis, Calymene pulchra* usw. Anscheinend noch Skiddavian (nach DAHLGRÜN und DEUBEL).

Oberer Erzhorizont mit *Echinosphaerites, Hyolithes, Aeglina perarmata, Illaenus, Staurocephalus,* vermutlich Llandeilo.

Hauptquarzit, fossilleer, wohl Oberllandeilo.

Lederschiefer, weiche Schiefer mit Geröllsandstein; spärliche Fauna; *Lingula, Caryocystites,* Caradoc und Ashgill.



Abb. 63. Ordovizischer Phycodenschiefer mit *Phycodes circinnatum* aus Ostthüringen.

Die Fazies, insbesondere die Eisenerze, deuten auf Landnähe hin, wobei die engen Beziehungen zu Böhmen dieses Land im W und N vermuten lassen. Dafür sprechen auch die faunistischen Verhältnisse, welche zu Anfang engere Beziehungen zum Norden zeigen, die sich später lockern, während dafür südeuropäische Elemente erscheinen. Dieses Land (? Insel) reichte vermutlich zeitweilig von der mittleren Elbe bis Mittelfrankreich und dürfte ein Rest der kambrischen Schwelle in Mitteleuropa gewesen sein. Zu Verbindungsstraßen nach Südeuropa gehören vielleicht die fossilleeren Steiger-Schiefer der Nordvogesen (Äquivalent der Phycodenschiefer?) und vor allem nach neuen Graptolithenfunden die ostalpine Gauwackenzone bei Eisenerz (AIGNER und HERITSCH). In dunklen kieseligen Schiefern liegen hier Graptolithen der Zonen 4, 5, 8 bis 13. Von hier dürfte die Verbindung nach Graz und den karnischen Alpen gehen, wo allerdings nur sandige Schiefer des Caradoc und Ashgill bekannt sind, deren Fauna noch Beziehungen zu Nordeuropa hat.

d) Südwesteuropäische Unterprovinz

Westlich von der genannten Insel vermitteln Bretagne und Normandie (Armorika) zwischen dem Ordovizium Englands und Südeuropas.

Bezeichnend ist in Bretagne eine Basisdiskordanz und das Fehlen des Tremadoc. Die Folge beginnt mit dem Armorikanischen Sandstein (mit *Lingula lesueuri, Bilobites, Scolithus, Redonia,* spärlichen Trilobiten), welcher einschließlich des hangenden Schiefers mit *Didymograptus murchisoni* und mächtiger Eisenerzlager (vgl. Böhmen!) das Skiddavian vertritt. Dem Llandeilo entsprechen die Schiefer von Angers

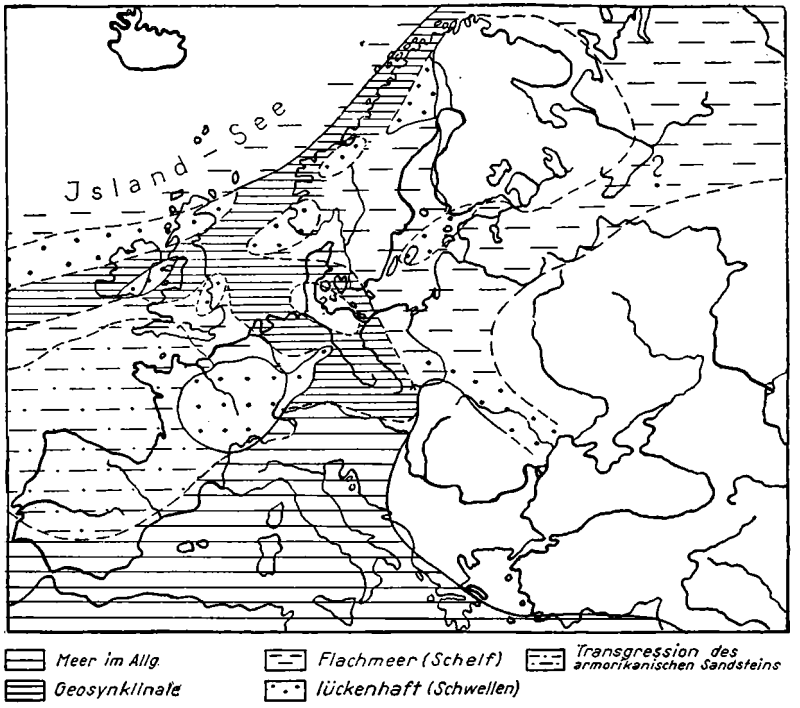


Abb. 64. Das Ordovizium in Europa.

mit *Calymene tristani* und *C. arago.* Unten ist *Orthis ribeiroi* bezeichnend, höher folgen Sandsteine, dann wieder Schiefer mit *Placoparia tourneminei* und *Trinucleus (Cryptolithus) bureaui.* Diese Ausbildung des Llandeilo ist bis Cornwall und Südwales zu verfolgen. H. Termier bezeichnet diese für das Mediterrangebiet bezeichnende Ausbildung als Amphoriden-Fazies, nach den am meisten verbreiteten Echinodermen. Die oberen Stufen – Caradoc (Sandsteine von May und Schiefer mit *Cryptolithus seunesi)* und Ashgill (Kalke mit *Orthis actoniae)* weichen zuerst von der britischen Entwicklung ab, zeigen aber später ähnliche Verhältnisse.

In den Grundzügen ist diese Entwicklung auch in Südfrankreich (Montagne Noire),

in Spanien (Almaden, Caceres, Galicien), in Portugal, Sardinien und den apuanischen Bergen wiederzuerkennen. Das Tremadoc mit *Euloma, Niobe, Shumardia, Orthis christianiae* ist nur an wenigen Stellen vorhanden und durch Fehlen von *Ceratopyge* ausgezeichnet. Meist transgrediert der armorikanische Sandstein mit *Lingula lesueuri* und *Bilobites.* Die hangende Schieferzone mit *Didymograptus murchisoni* ist weitverbreitet, ebenso das typisch südeuropäische Llandeilo mit *Calymene arago, Cal. tristani, Dalmanites socialis, Redonia, Orthis ribeiroi, Placoparia tourneminei, Cryptolithus bureaui, Orthis calligramma* usw. Caradoc und Ashgill in der schieferig-kalkigen Fazies mit *Orthis actoniae* sind auch gut ausgebildet.

Diese südeuropäische Entwicklung greift weit nach Nordafrika hinein, insbesondere in Marokko. Erwähnenswert ist, daß im Süden, am Rande des Sahara-Massivs (Ougarta, Tafilelt), das ganze Ordovizium (und Kambrium) sandig wird und wieder, wie in der Bretagne und in Böhmen, Eisenerze führt. Diese litoralen Ougarta-Sandsteine sind über 1000 m mächtig. Dazu gehören auch die Tassili-Sandsteine der zentralen Sahara (Hoggar).

Kennzeichnend für Südwesteuropa ist also das häufige Fehlen des Tremadoc, die Transgression des armorikanischen Sandsteins und die Vertiefung im Llandeilo-Caradoc. Die Beziehungen zu England und Böhmen sind im Skiddavian groß; im Llandeilo werden die Beziehungen zu Böhmen lockerer, während die zu England länger bestehen und am Ende sogar wieder enger werden. Die erwähnte Mitteleuropäische Schwelle, an Ausdehnung wechselnd, war wohl für die Faunenwanderung entscheidend.

B. Nordamerika

Im nordamerikanischen Ordovizium sind Kalke und Dolomite vorherrschend und haben große Mächtigkeiten und gewaltige Verbreitung; eine Schiefer-Fazies ist nur im Osten bekannt. Die Meeresbedeckung hat aber stark gewechselt, so daß nur der tiefere Trog der Appalachen und seine nördliche Fortsetzung, der acadische und St.-Lorenz-Trog, eine vollständigere Folge enthalten. Innerhalb des appalachischen Troges und des anschließenden zentralen Schelfmeeres unterscheidet man daher zwei Faziesgebiete.

Die östliche, „acadische" Fazies (Neu-Braunschweig, Neu-England-Staaten, Virginia) besteht aus Graptolithenschiefern mit einer Gliederung in 25 Zonen, die zum Teil mit Europa gemeinsam sind. Die westliche Kalkfazies zeigt eine andere Einteilung; die Parallelisierung ergibt sich aus der Tabelle S. 161.

Das Ozarkian ist eine mächtige Kalk- und Dolomitfolge an der Grenze von Kambrium und Ordovizium: die Trilobiten sind vorwiegend kambrisch, die Gastropoden ordovizisch; meist treten jedoch nur Kalkknollen des problematischen *Cryptozoon* auf, so daß die Eingliederung noch unsicher ist.

Die Beeckmanstown-Kalke gehören der ersten großen Transgression an, welche auf Kambrium übergreift und sich im Osten des kanadischen Schildes ausbreitet, im Westen aber auf das Gebiet von Brit.-Kolumbien bis Nevada beschränkt bleibt. Die Trilobiten zeigen eine Mischung kambrischer und frühordovizischer Formen. Die großen Cephalopoden und Schnecken sind typisch ordovizisch. Es sind im wesentlichen Äquivalente des Tremadoc und unteren Arenig, ohne die europäische Euloma-Niobe-Fauna, entsprechend dem Durness-Kalk Schott-

lands. Eine Regression am Ende der Stufe brachte fast den ganzen Kontinent über Meeresniveau.

Chazy- und Black-River-Kalk bedeuten eine neue Überflutung mit nachfolgenden Oszillationen. Weit verbreitet sind Orthoceren- und Cystideen-Kalke mit endemischen Gastropoden, Brachiopoden und einigen von Osten eingewanderten Formen *(Clitambonites, Nileus, Echinosphaerites)*, die aber nicht weit nach Westen vordringen. Die größte Verbreitung besitzt der Trenton-Kalk, welcher im appalachischen Gebiet, auf dem kanadischen Schild, im Mississippi-Becken und im westlichen Kordilleren-Trog vorkommt und etwa 25% des Kontinents bedeckt; die reiche Brachiopoden-Trilobiten-Fauna erinnert durchaus an die europäischen Verhältnisse und entspricht dem Caradoc.

Die Collingwood-Utica-Schiefer bedeuten eine weitgehende Regression, von der nur der Nordosten des kanadischen Schildes und ein Teil der appalachischen Synklinale nicht betroffen werden. Die Fauna entspricht dem oberen Caradoc und unteren Ashgill.

Cincinnatian. Zu Beginn (Eden-Sch.) ist das Meer ganz auf die appalachische Geosynklinale beschränkt, in der sich bis zu 5000 m ordovizische Sedimente ansammeln. In der Richmond-Zeit beginnt eine gewaltige Überflutung, die insgesamt 40 bis 50% des Kontinents bedeckt. Pazifische, arktische und atlantische Einflüsse durchkreuzen sich; bezeichnend ist das Auftreten vieler gotlandischer Vorläufer *(Pentamerus, Halysites, Favosites)*, wie in Nordeuropa. Zum Ende des Ordoviziums (Gamachian) ist der Kontinent wieder fast ganz vom Meere frei.

Die letzte große Regression hängt mit der takonischen Faltung im appalachischen Trog (von der Gaspé-Halbinsel über Süd-Quebec, Ost-New York bis Vermont) zusammen. Diese recht starke Faltung war mit NW gerichteten Überschiebungen

Westliche Kalk-Provinz	Graptolithen	Europa
Cincinnatian Gamache beds Richmonds beds Maysville beds Eden beds	*Dicellograptus complanatus*	Ashgill
	Glossograptus und *Climacograptus*, 2 Zonen	
Champlaining Collingwood-Francfort beds Utica-Schiefer Trenton-Kalk	*Climacograptus* u. *Dicranograptus*, 3 Zonen *Climacograptus*, *Glossograptus*, *Diplograptus*, *Monograptus*, 6 Zonen	Caradoc
Black River-Kalk Lowville-Kalk	*Nemagraptus gracilis*	Llandeilo
Chazy-Kalk oberer Teil Chazy-Kalk unterer Teil	*Diplograptus*, *Phyllograptus*, 3 Zonen	Skiddavian
Canadian Fort Cassin Beds Beeckmanstown-Kalk oberer Teil	*Didymograptus*, 4 Zonen *Tetragraptus* und *Phyllograptus* *Clonograptus*	
Beeckmanstown-Kalk unterer Teil	*Staurograptus* *Dictyonema*	Tremadoc
Ozarkian zum Teil		

und mit einer intensiven Metamorphose des Altpaläozoikums verbunden. Das eingeebnete Gebirge wird vom Gotlandium diskordant überlagert. Bewegungen sind nach dem Ozarkian (Mine Ridge), vor Chazy (Vermont), vor Richmond (oswegisch) und nach Richmond (takonisch) bekannt. Die letzte ist am bedeutendsten und bildet die (alt-) kaledonische Haupttektogenese des Appalachentroges.

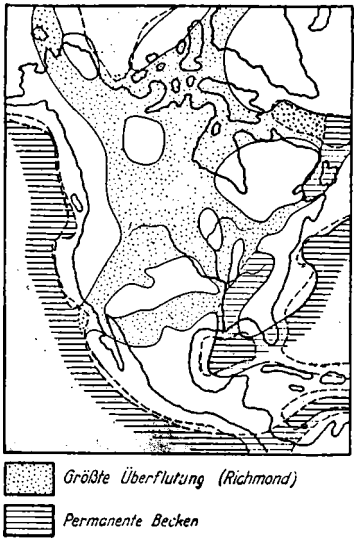


Abb. 65. Das Ordovizium in Nordamerika. Nach SCHUCHERT.

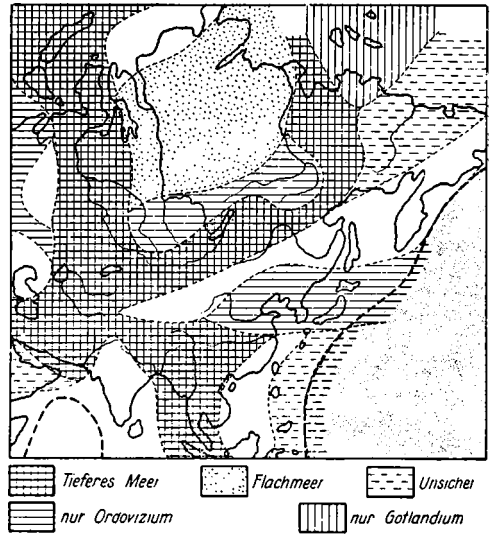


Abb. 66. Das Ober- und Untersilur in Asien. Nach BORISSJAK, GRABAU und anderen.

Westlich vom kalkreichen Flachmeer der zentralen Ebenen bestand wieder ein tieferer Trog (Great Basins der Kordilleren, Felsengebirge, ? Alaska z. T.) mit Längsschwellen, der wohl nach Nordasien fortsetzte. Klastische Sedimente mit basaltischen und andesitischen Vulkaniten wiegen vor. Dagegen setzt die zentrale Kalkfazies in die Arktis fort (Grinell-Land, Nord- und Ostgrönland, wo aber nur tieferes Ordovizium vorliegt); über den Nordpol bestand wohl eine Verbindung mit Sibirien.

C. Asien

Die Fortsetzung des baltischen Flachmeeres dürfte durch das nördliche und mittlere Osteuropa bis nach dem Ural gereicht haben. Kalke und Kalkschiefer mit baltischer Fauna kennt man im Petschora-Becken, im Nordural und auf Novaja Semlja; hier liegen sie diskordant auf metamorpher Basis. Im mittleren und südlichen Ural herrscht dagegen eine sandig-schieferige Fazies.

In breiter Front zieht also das Ordovizium nach Asien weiter, und die frühordovizische Transgression ist in ganz Sibirien bekannt. Der Angara-Schild wird von kalkig-tonigen Flachsee-Sedimenten mit baltischen Faunenanklängen bedeckt.

Zone	Stufe und Phasen		England	Norwegen	Schweden	Oslo	Ostbaltikum alt	Ostbaltikum neu	
15	takonische Ph. / Ashgill		Ashgill-Schiefer	Hovin-Gruppe	Brachiopoden-Kalk	5	F_1	Lyckholmer-Sch.	IV. Isotelus-S.
14					mittl. Dicellograptus-Sch. obere		E	Wesenberg-Sch.	
13	oswegische = Ekne Ph.		Coniston Kalk (Bala-Gruppe)		Tretaspis – (Trinucleus) Schiefer und Kalk Chasmops-Kalk	4	D_3	Wasalemm-Oandu-Sch.	III. Chasmops-Serie
12	Caradoc						D_2	Kegel-Sch.	
11							D_1	Jewe-Sch.	
10	Trondhjem Ph.		Schiefer und Vulkanite	?	Unt. Dicellograptus-Sch.				
9	Llandeilo				Orthoceren Kalk / Ob. Didymograptus-Sch.		C_3	Itfer-Sch.	
8							C_2	Kukkers-Sch.	
7		Llanvirn					C_1 ob.	Uhaku-St.	
6	Vermont Phase		Skiddaw Slates und basische Vulkanite	Bymark-Gruppe = Vulkanite		3	C_1 unt.	Echinosphaeriten-Kalk	II. Asaphiden-Serie
5	Arenig	Skiddavian					B_3	Vaginaten-K.	
4					Unt. Didymograptus-Sch.		B_2	Glaukonit-K.	
3					Ceratopyge-K.		B_1	Glaukonit-Sand	
2	Trysil = Mine Ridge Ph.		?	Röros Sch.	Dictyonema-Schiefer		A_3	Dictyonema-Sch.	I. Oboliden-S.
1	Tremadoc sardische Ph.		Shineton sl.				A_2	Obolus-Sd.	
	Kambrium		Kambrium	?	Kambrium	2	A_1	Unt. Kambr.	

derung des Ordoviziums

		Rheinisches Schiefergebirge	Thüringen	Böhmen	Südeuropa	Nordamerika		Gr.-Zone
	IV. Isotelus-S.			Schichten v. Zdiče (Kraluv dvur) d ζ	Kalke mit *Orthis actoniae*	Cincinnatian	Gamache	25
							Richmond	24
							Maysville	23
							Eden	22
								21
		Obere Tonschiefer	Leder-Schiefer				Collingwood	20
								19
				Schichten v. Zahorany d ε	Schiefer mit *Cryptolithus seunesi*	Champlaining	Utica	18
								17
						Mohavkian	Trenton	16
								15
	III. Chasmops-Serie						Black River	14
								13
		Grauwacken-Schiefer	Hauptquarzit	Quarzit v. Drabov d δ	Schiefer mit *Cryptolithus bureaui*	Chazy-Serie	Lowville-Kalk	12
		Untere Tonschiefer	Oberer Erzhoriz.	Osek-Kvan-Schichten d γ	*Calymene tristani* u. *C. arago Didymogr. murchisoni*		Oberer Chazy	11
			Griffel-Schiefer				Unterer Chazy	10
								9
								8
	II. Asaphiden-Serie	Plettenberg-Schiefer	Unterer Erzhoriz.	Komarov-Schichten d β	Armorikanischer Sandstein *(Lingula lesueuri)*	Canadian	Fort Cassin	7
								6
								5
							Oberer Beeckmanstown	4
			Phycoden-Schichten					3
	I. Oboliden-S.	?		Krušnahora-Schichten d α	meist fehlend	Ozarkian	Unterer Beeckmanstown	2
			Frauenbach-Sch.				Ozarkian	1
		Salmst.	? z. T. fehlend	Kambrium	Kambrium			

Faunistisch ähnlich, aber sandig-schieferig ist das Ordovizium weiter im Süden, in der Kirgisensteppe, im Altai, in der Mongolei und im Amurgebiet. Hier sind oft vulkanische Gesteine eingeschaltet, und die Folge wurde dann in der takonischen Phase gefaltet (Ural-Altai-Baikal-Bogen).

Im Gegensatz dazu ist das Ordovizium Chinas wieder kalkig mit baltischen Faunenelementen; die bis 800 m mächtige Folge liegt ohne Lücke auf dem Kambrium und schließt mit einer bedeutenden Regression ab. Nur in Mittelchina liegt ein Kalk der Llandeilo-Stufe diskordant auf Unterkambrium.

Südlich vom chinesischen Schelf hat das Ordovizium in Südchina, Birma und Indochina weite Verbreitung; die sandig-tonige Folge hat nordisch-europäisches Gepräge. Das Gebiet scheint einem großen zentralen Mittelmeer zu entsprechen, welches im Osten nach Australien fortsetzt, im Westen über den Himalaya (Spiti) und Iran bis Kleinasien mit ähnlichem Charakter zu verfolgen ist. Besonders im Spitigebiet sind *Asaphus, Illaenus, Calymene* weit verbreitet. In Arabien sind Tonschiefer mit Graptolithen *(Diplograptus)* bekannt, die wohl noch dem gleichen Bezirk angehören.

D. Die Südkontinente

Australien und Neuseeland. In Viktoria und Neusüdwales sind Graptolithenschiefer, Grauwacken und zwischengeschaltete Diabase bekannt (Tasmanische Geosynklinale). Die Graptolithen und Trilobiten sollen mehr amerikanischen als europäischen Charakter tragen und erlauben jedenfalls eine Unterscheidung mehrerer Zonen. Die Serie ist gefaltet, und zwar anscheinend schon während des höheren Ordoviziums, da in den hangenden, diskordanten Sandsteinen noch spätordovizische Brachiopoden und auch Asaphiden auftreten; die Folge geht konkordant in gotlandische Schiefer und Kalke über. Ähnlich sind die Verhältnisse in Tasmanien, und auch der zentrale australische Schild scheint im Ordovizium zum Teil überflutet gewesen zu sein (Prices-Creek-Gruppe in Westaustralien).

Auch in Neuseeland sind ordovizische Graptolithenschiefer von amerikanischem Charakter bekannt.

Afrika. Außer dem nordwestafrikanischen Bereich, den wir als Randzone des großen Mittelmeeres schon erwähnt haben, sind in Afrika sichere ordovizische Sedimente nicht bekannt. Das früher hierher gerechnete Waterberg-Matsap-System ist älter (s. S. 96), das Kap-System jünger.

Südamerika. Eine kalkige Entwicklung des tieferen Ordoviziums mit nordamerikanischen und baltischen Faunenelementen ist aus dem nördlichen Argentinien bekannt. In Bolivien herrschen unten sandige, höher schieferige Schichten, während weiter im N (Peru, Kolumbien) Schiefer mit Graptolithen und Trilobiten von europäischem Charakter vorwalten. Das Oberordovizium zeigt entweder Flachwasserbildungen oder fehlt überhaupt; eine spätordovizische Heraushebung oder sogar Faltung ist wahrscheinlich, aber zeitlich nicht genau festgelegt. Außerhalb des Kordillerentroges könnte das Ordovizium auf die brasilianische Masse übergegriffen haben. Weiter im Süden treten ordovizische Graptolithenschiefer auf den Süd-Orkney-Inseln auf.

3. Gesamtbild des Ordoviziums

Das Ordovizium ist eine Zeit bedeutender Überflutung der Kontinentalsockel, welche in mehreren Etappen mit kurzen, rückläufigen Phasen stattfindet; am Ende ist eine stärkere Regression verbreitet. Die erste, schwächste Überflutung des Tremadoc findet in der weiten Verbreitung der *Dictyonema*-Schiefer und der *Euloma-Niobe*-Fauna ihren Ausdruck. Eine Regression zu Ende des Tremadoc hängt mit einer schwachen, aber in vielen Gebieten festgestellten präskiddavischen Bewegung zusammen; anscheinend entspricht ihr die Trysilphase in Norwegen und die Maine Ridge Disturbance in Nordamerika. Die zweite Transgression im Skiddavian ist besonders in Westeuropa durch die übergreifende Lagerung des armorikanischen Sandsteins kenntlich, tritt aber auch in England und in Skandinavien auf; rückläufige Tendenzen sind am Ende des Skiddavian gelegentlich erkennbar (Baltikum, England zum Teil), während anderwärts die zweite Überflutung direkt in die größere Transgression des Llandeilo übergeht. In Nordeuropa findet vielfach am Ende des Llandeilo eine Heraushebung (Trondhjem-Phase) statt, der dann eine erneute Überflutung im Caradoc folgt, während in Polen, Böhmen und in Südeuropa eher eine Verflachung und ein Rückzug zu bemerken sind.

In Nordamerika weicht der Rhythmus insofern ab, als die Llandeilo- (Chazy-) Transgression in die noch weitere Caradoc-Transgression (Trenton) überleitet, der im oberen Caradoc (Utica-Schiefer) eine bedeutende Regression folgt. Fast überall aber entspricht das untere Caradoc einem Höhepunkt der ordovizischen Überflutung. Die zwischen Caradoc und Ashgill zu beobachtenden Bodenbewegungen (Oswegan Disturbance =? Ekne Phase Norwegens) haben regionale Bedeutung und erlangen z. B. in Australien den Charakter einer tektogenetischen Phase. Im Ashgill sind wieder transgressive Tendenzen vorwaltend (Richmond-Zeit in Nordamerika). Am Ende desselben erfolgt dann die bedeutsame takonische Tektogenese, die sich besonders im Appalachen-Trog Nordamerikas auswirkt, aber auch in Europa, in Asien (Altai, Baikalgebiet) und vielleicht in Südamerika bekannt ist.

Die epirogenetische Entwicklung war also im Ordovizium unruhiger als im Kambrium. Die einzelnen Kontinentalkerne zeigen dabei Phasendifferenzen, die aber in der Südhalbkugel noch nicht genau faßbar sind. Der intensive Vulkanismus in den marinen Geosynklinalgebieten ist auch ein Ausdruck dieser unruhigen Verhältnisse. Auch Intrusivgesteine ordovizischen Alters sind in England und Norwegen bekannt. Die meisten Massengesteine gehören der pazifischen Sippe (Alkalikalk-Gesteine) an; nur in Schottland sind atlantische (Alkali-) Gesteine: Nephelinsyenite, Melanitsyenite usw. bekannt. In der kaledonischen Geosynklinale Englands beginnt der ordovizische Vulkanismus im Tremadoc, erreicht im Llandeilo einen Höhepunkt und klingt im Caradoc ab; die Eruptionen beginnen mit basischen Gesteinen (Diabas, Andesit) und gehen zu sauren Rhyolithen über. Die etwas späteren Intrusivgesteine sind vorwiegend sauer. In Norwegen ist der basische Stamm grüner Laven ordovizisch; bezeichnend ist der Zusammenhang mit Kieslagerstätten sedimentären und intrusiven Charakters und mit bathyal-abyssischen Sedimenten (Radiolarite).

In Mitteleuropa sind vor allem in Böhmen, Thüringen und wohl auch in den Sudeten Diabase und Keratophyre von ordovizischem und oberkambrischem Alter bekannt; die genaue Datierung innerhalb des altpaläozoischen Zyklus ist nicht immer möglich. Diese Gesteine tragen eher subsequenten Charakter.

Ein Klimabild des Ordoviziums läßt sich heute noch nicht geben. Es fällt auf, daß Zeugen eines glaziär-arktischen Klimas fehlen, daß aber Hinweise auf ein warmes, marines Klima durch reichliche Kalkführung und besonders durch die zunehmenden Riffkorallen weit verbreitet sind; in den Kontinentalablagerungen sind, besonders in Sibirien und Afrika, Zeugen eines heißen ariden Klimas erhalten; doch genügen diese Dokumente für die Ausscheidung von Klimagürteln nicht. Nur ganz allgemein scheint sich ein wärmeres und wohl stärker ausgeglichenes Klima für das Ordovizium zu ergeben. H. TERMIER betrachtet das Mittelordovizium als Typus einer mediterranen Transgression mit weiter Verbreitung warmer Faunen.

Diese Tatsache, zusammen mit der weitgehenden Überflutung der Kontinentalkerne, erklärt auch die wesentlich einheitlichere Verbreitung der ordovizischen Faunen. Nicht nur die Graptolithen-Fauna des offenen Meeres, auch die Trilobiten-Brachiopoden-Vergesellschaftungen der neritisch-litoralen Region sind weltweit verbreitet. Die provinziellen und unterprovinziellen Merkmale sind wesentlich weniger scharf als im Kambrium; allenfalls lassen sich die nordamerikanisch-arktische Fazies der isländischen See mit großen Gastropoden, die nordeuropäische Fazies des Baltikums, die südeuropäische Fazies mit etwas abweichenden Trilobiten und die pazifische Fazies Westamerikas und Australiens ausscheiden. Doch sind die Beziehungen aller untereinander wesentlich enger als im Kambrium.

Xb. GOTLANDIUM (OBERSILUR)

Das Gotlandium oder Obersilur beginnt mit transgressiven Tendenzen nach der takonischen Faltung und endet mit der großen, jungkaledonischen Regression; es umfaßt also nur einen Teilzyklus (Pulsation), gegenüber dreien im Ordovizium. Man kann auch hier noch zwischen schieferiger Graptolithenfazies und kalkig-sandiger Schelfmeerfazies unterscheiden, wobei die letzte viel stärker differenziert ist.

1. Fauna und Stratigraphie

Die Graptolithenfazies

Mit Hilfe der Graptolithen lassen sich 22 Zonen unterscheiden, wobei aber zu beachten ist, daß diese Tiergruppe im obersten Gotlandium meist fehlt. Die achsenlosen Graptolithen sind ausgestorben, die Dendrograptiden selten. Die gotlandischen Axonophora gehören zu dem „aufsteigenden" Typus (Öffnung der Theken umgekehrt zur Öffnung der Embryonalzelle). Unten wiegen die zweiseitig mit Theken besetzten Diplograptiden vor, die später in der abgewandelten Form des *Retiolites* mit durchbrochenen Zellwänden nochmals erscheinen. Die Mehrzahl der gotlandischen Graptolithen ist einzeilig (Monograptiden), wobei eine Entwicklung in 1. einer zunehmenden Krümmung der Zellen (sigmoid, gekrümmt, lobiert), 2. in einer zunehmenden Isolierung der Zellen zu erkennen ist. Doch treten in den jüngsten Zonen wieder einfachere Typen mit zylindrischen Theken auf. Zur biostratigraphischen Gliederung vgl. Taf. VIII.

Unteres Valentium (Zonen 16 bis 20). In den unteren beiden Zonen herrschen Diplograptiden vor, und zwar Typen mit schwach gebogenen (16. *Cephalograptus = Akidograptus acuminatus)* oder mit geraden Theken (17. *Orthograptus vesiculosus).* Daneben sind noch viele *Climacograptiden* mit winkelig geknickten Pfeifenkopf-Zellen vorhanden. In der nächsten Zone erscheinen Monograptiden mit geraden, zylindrischen oder nur wenig gebogenen Theken, wie *Monograptus cyphus* (Zone 18). Höher oben wiegen Monograptiden mit stark gebogenen (lobierten) Theken und mit einer Tendenz zur Isolierung derselben vor; so vor allem der mit dorsal verbogenen Rhabdosomen und dreieckigen Theken versehene *M. (= Demirastrites) fimbriatus* (Zone 19a), der ähnliche *M. (D.) triangulatus* (Zone 19b)[1]), der am distalen Ende verbreiterte *M. argenteus* (Zone 19c) und der durch lange, scharf getrennte, in einen Stachel auslaufende Theken und durch gerollte Rhabdosomen ausgezeichnete *M. (D.) convolutus* (Zone 20). Anderwärts, z. B. in Schonen, sind noch die letzten Diplograptiden *(Petalogr. folium* 19/20a, *Cephalogr. cometa* 20c) leitend. Sehr häufig sind die gerollten Rhabdosome mit isolierten Theken der Gattung *Rastrites,* welche oft der ganzen Stufe den Namen geben.

[1]) Hier leitend für Zone 19 und häufig *M. gregarius* mit geraden Theken.

Im oberen Valentium (Zonen 21 bis 25) sind die Rastriten mit isolierten Theken noch vorhanden *(Rastrites maximus* zwischen Zone 21/22), doch treten besonders die Monograptiden mit stark gekrümmten und an der Mündung verengten Theken in den Vordergrund. *M. sedgwicki* (Zone 21) mit geraden Rhabdosomen und rückwärtig gebogenen Thekenenden, *M. turriculatus* (Zone 22a und b) mit turmförmig gewundenen Rhabdosomen. *M. runcinatus* (Zone 22e), *M. crispus* (Zone 23) mit S-förmig verbogenen Rhabdosomen und kaum übergreifenden Theken mit stark gebogenen, rundlichen Thekenenden, *M. griestoniensis* (Zone 24) mit rechtwinklig abgebogenen, „climacograptiden" Theken, *M. crenulatus* (Zone 25) mit dicht gedrängten, schuppig übergreifenden Theken mit dachförmig zugespitzten Enden. In Schonen treten häufig Cyrtograptiden mit flach gebogenen, mit Seitenästen versehenen Rhabdosomen auf *(C. grayae, spiralis, lapworthi)*, so daß diese Stufe mit der nächstfolgenden als *Cyrtograptus*-Schiefer bezeichnet wird. Sehr bezeichnend ist auch der mit netzförmigem Skelett versehene, zweizeilige *Retiolites* (23/25).

Das Wenlock (Salopian, Zone 26 bis 31) bringt die Hauptblüte der genannten Cyrtograptiden, so vor allem *C. murchisoni* (Zone 26) mit breiten, dreieckigen Theken, *C. symmetricus* (Zone 28) mit distal verbreiterten Rhabdosomen, *C. linnarssoni* (Zone 29) mit kurzem Proximalteil, deutlicher Biegung der Rhabdosome und schmalen Theken, *C. rigidus* (Zone 30) ähnlich, aber sehr schwach gebogen, *C. lundgreni* (Zone 31) ebenfalls schwach gebogen mit stark gekrümmten Theken. Neben diesen Formen mit einmalig verzweigten Rhabdosomen kann diese Stufe als Hauptblütezeit der echten Monograptiden mit stark gekrümmten Thekenenden angesehen werden, unter denen der schlanke *M. riccartonensis* (Zone 27) zonar bezeichnend ist. *M. priodon* (22/29, gerade Rhabdosome und stark gekrümmte Theken), *M. flemingi* (30/31), *M. dubius* (26/33). *M. vomerinus* (26/31) sind weitere, weltbreit verbreitete Formen dieser Stufe.

Im Unterludlow (Zonen 32 bis 37) sind Monograptiden mit einfacherem Thekenbau wieder häufiger, so *M. vulgaris* (32), der schwach gebogene *M. nilssoni* (33a) mit fast zylindrischen Theken, *M. scanicus* (Zone 34) mit kaum gebogenen Rhabdosomen und gekrümmten Thekenenden, *M. tumescens* (Zone 35) mit langen, zylindrischen Theken und *M. leintwardinensis* (Zone 36) mit blattförmig verbreitertem Rhabdosom. Leitend sind auch *M. colonus* (33b): gerades Rhabdosom mit unten gebogenen, oben geraden Theken, *M. bohemicus*, mit ventral gebogenem Rhabdosom und kurzen Theken (33c, d) und der *Retiolites*-artige *Gothograptus*, der auch schon im Wenlock vorkommt (29/32). In Böhmen sind noch im Mittelludlow *M. transgrediens* und *M. ultimus* (36a) wichtig. Mit der Zone 36 (Mittelludlow) hört im allgemeinen die Graptolithenführung auf; nur in Böhmen und Thüringen sind noch im Oberludlow (?37) Graptolithen *(M. hercynicus, M. uniformis)* gefunden worden. Hand in Hand mit diesem Aussterben verschwindet allgemein die schwarze Schiefer-Fazies.

Diese in England aufgestellte Graptolithenfolge hat weltweite Verbreitung. Für das gesamte Silur ergibt sich daraus folgende biostratigraphische Übersicht:

Unterludlow. Monograptiden von einfacherem Typus, d. h. mit ± zylindrischen Theken. Letzte Retiolitiden.

Wenlock. Hauptblüte der Monograptiden mit gekrümmten Theken und der Cyrtograptiden mit verbogenen und einfach verzweigten Rhabdosomen. Daneben Retiolitiden.

Obervalentium (Gala-Tarannon). Blüte der Monograptiden mit gekrümmten Theken und letzte Blüte der Rastriten mit isolierten Theken.

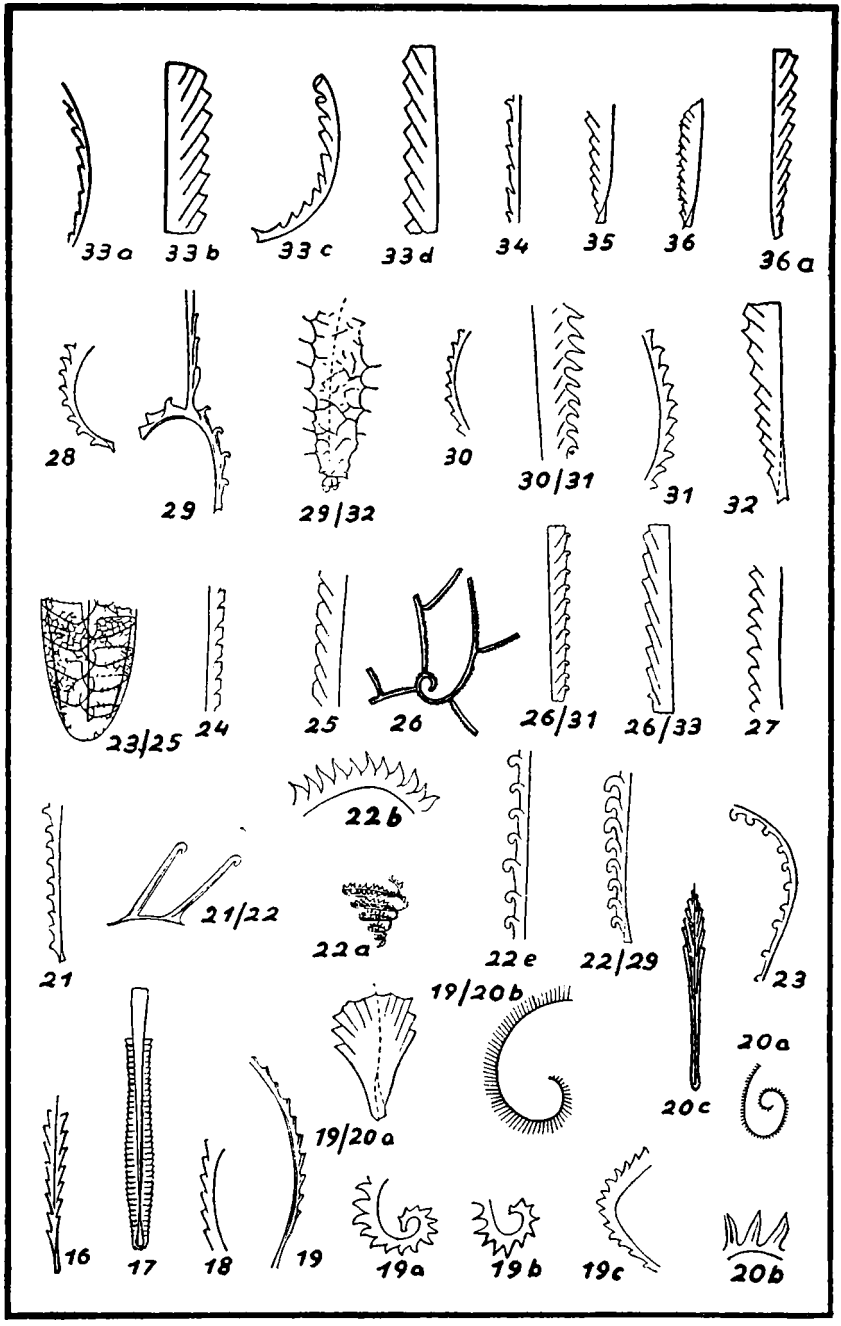
Untervalentium (Llandovery). Blüte der Monograptiden, oben mit lobierten, unten mit einfachen Theken; Blüte der Rastriten; Blüte der Diplograptiden (besonders unten) mit geraden *(Orthograptus)* und gekrümmten *(Cephalograptus, Climacograptus)* Theken.

Ashgill. Orthograptiden und Climacograptiden zusammen mit den Dicellograptiden.

Caradoc. Einfache Orthograptiden und Climacograptiden mit *Dicellograptus* und *Dicranograptus.*

Llandeilo. Einfache biseriale Formen und rückgebogene Typen (Leptograptiden).

Tafel VIII, Gotlandium



Erklärung nebenstehend

Skiddavian. Oben zweiästige *(Didymograptus)*, unten vorwiegend mehrästige (Dichograptiden) Axonolipa.
Tremadoc. Vorwalten der Dendroidea.

Die sandig-kalkige Fazies

Unter den Gliederfüßlern bilden die **Trilobiten** eine noch sehr reiche, durch das Fehlen vieler Asaphiden und das Auftreten neuer Typen gekennzeichnete – dritte – Gemeinschaft, die aber schon Anzeichen des Verfalls aufweist.

Besonders wichtig sind die proparen[1]) Phacopiden, mit sehr großen Augen (Taf. IX, 3). Außer *Phacops (Portlockia)*, einer Form mit aufgeblähter Glabella (Valentium *Ph. elegans*, Wenlock *Ph. stockesi)*, sind in dieser Gruppe *Dalmanites* (Taf. IX, 9) mit dreieckigem Kopf- und Schwanzschild und gegliederter Glabella *(D. caudatus)* und *Acaste (downingiae*-Wenlock) zu nennen (Taf. IX, 10). Sehr weit verbreitet ist auch die schon im Ordovizium wichtige *Calymene (C. blumenbachi*, kosmopolitische Form des tieferen Gotlandiums) mit zahlreichen Rumpfsegmenten, gegliederter Glabella und bestacheltem Kopfschild (Taf. IV, 8). Hierher gehört auch die neu auftretende Gattung *Homalonotus* (s. bei Devon).

Zu der langlebigen, vom Ordovizium bis zum Perm reichenden Gruppe der opistoparen[2]) Proetiden gehört die in Böhmen häufige Gattung *Arethusina* mit glattem Kopfschild mit zwei Stacheln, kleiner Glabella und Augenleiste an den sehr kleinen Augen (Taf. IX, 5). Charakteristisch ist *Encrinurus* (Taf. IX, 4) mit eiförmigem Körper, punktierter Glabella, sehr kleinen freien Wangen und Augen *(E. punctatus*-Valentium). Besonders erwähnt seien die stark bestachelten Formen, wie der — auch schon im Ordovizium häufige — *Cheirurus* (mit punktiertem Kopfschild, großen Stacheln an den Pleuren, gezacktem Schwanzschild), desgleichen *Lichas, Acidaspis* (Taf. IX, 2, 6, 7) und die hochspezialisierte Form *Deiphon*. Aus dem Ordovizium reichen noch hinauf: *Harpes, Illaenus* und *Scutellum (= Bronteus)* mit radial gegliedertem Schwanzschild (Taf. IX, 1).

[1]) Gesichtsnaht auf den Flanken des Kopfschildes endend.
[2]) Gesichtsnaht an der Hinterseite des Kopfschildes mündend.

Tafel VIII (S. 168): Gotlandische Zonen-Graptolithen

Wie bei Tafel IV entspricht die Nummer der Zonenbezeichnung; Doppelzahlen geben die durch mehrere Zonen verbreiteten Arten wieder. Weitere Erklärung im Text.

Untervalentium: 16. *Cephalograptus acuminatus;* 17. *Orthograptus vesiculosus;* 18. *Monograptus cyphus;* 19. *M. gregarius;* 19a. *M. fimbriatus;* 19/20a. *Petalograptus folium;* 19/20b. *Rastrites longispinus;* 19b. *M. triangulatus;* 19c. *M. argenteus;* 20a und b. *M. convolutus;* 20c. *Cephalograptus cometa.*

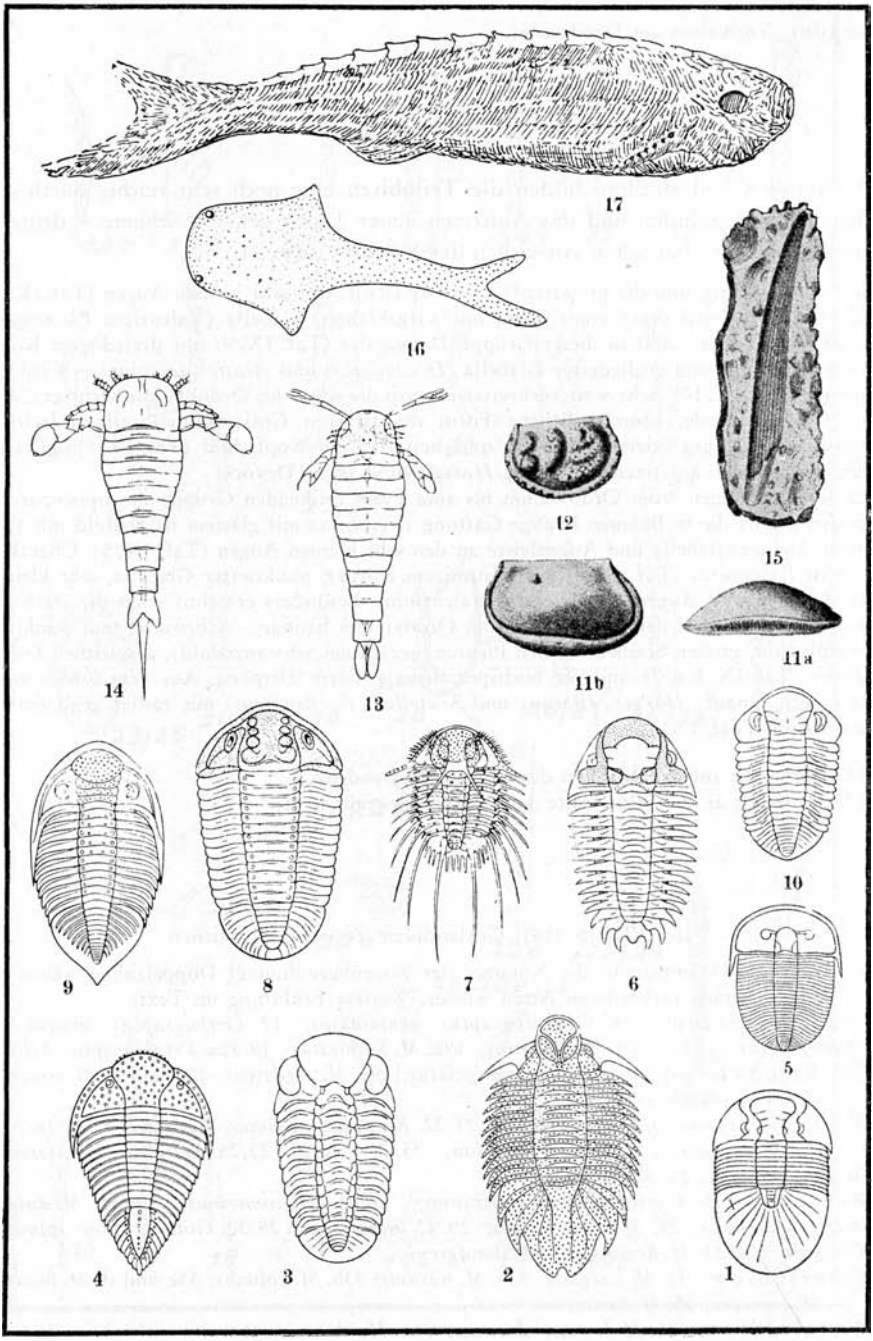
Obervalentium: 21. *M. sedgwicki;* 21/22. *Rastrites maximus;* 22a und b. *M. turriculatus;* 22c. *M. runcinatus;* 22/29. *M. priodon;* 23. *M. crispus;* 23/25. *Retiolites geinitzianus;* 24. *M. griestoniensis;* 25. *M. crenulatus.*

Wenlock: 26. *Cyrtograptus murchisoni;* 26/31. *M. vomerinus;* 26/33. *M. dubius;* 27. *M. riccartonensis;* 28. *M. symmetricus;* 29. *C. linnarssoni;* 29/32. *Gothograptus spinosus;* 30. *C. rigidus;* 30/31. *M. flemingi;* 31. *C. lundgreni.*

Unterludlow: 32. *M. vulgaris;* 33a. *M. nilssoni;* 33b. *M. colonus;* 33c und d. *M. bohemicus;* 34. *M. scanicus;* 35. *M. tumescens.*

Mittelludlow: 36. *M. leintwardinensis;* 36a. *M. ultimus.*

Tafel IX, Gotlandium



Erklärung nebenstehend

Die zonar-stratigraphische Bedeutung der Trilobiten ist im Gotlandium im allgemeinen geringer als früher. Neben den weltweit verbreiteten Formen wie *Calymene, Encrinurus* usw., die aber nicht streng horizontbeständig sind, handelt es sich vielfach um lokale, hochspezialisierte Typen.

Wichtig sind, besonders im oberen Gotlandium, einige andere Arthropoden. So vor allem die Ostracoden mit zweiklappiger Schale, welche in den Gattungen *Leperditia* (glatte Schale) und *Beyrichia* (stark wulstig verzierte und punktierte Schale) eine ungewöhnliche Größe erlangen. Sie sind an das flache Regressionsmeer des oberen Gotlandiums gebunden und haben z. B. im Baltikum leitende Bedeutung infolge ihres massenhaften Auftretens (Taf. IX, 11, 12).

In der gleichen Fazies des oberen Gotlandiums erscheinen die großen Gigantostraken, die mit dem heute lebenden *Limulus* (Molukkenkrebs) verwandt sind, sich aber durch Gliederung des Rumpfes (kein Pleurenpanzer) und durch abweichend gestaltete, lange Kopfanhänge unterscheiden. Die Augen sind klein und primitiv. Wichtig sind vor allem *Eurypterus* (mit 4 Paar Kaufüßen und 1 Paar klobiger Schwimmfüße am Kopf und mit spitzem Endstachel) und *Pterygotus* (mit Scheren, 3 Paar Kaufüßen und etwas kürzeren Schwimmfüßen am Kopf und mit flachem, oft herzförmigem Endstachel). Die Gruppe beginnt im Kambrium und ist noch im Devon wichtig. Anscheinend handelt es sich um Formen, die sich in Binnengewässern entwickelt haben und bei der großen geographischen Veränderung am Ende des Gotlandiums in die flachen Litoralgebiete abgedrängt wurden. Sie bilden mit den Ostracoden, den ältesten Fischen, Scorpioniden *(Palaeophonus)* und Phyllocariden eine auffallende und sehr bezeichnende Faunengemeinschaft, die in das Devon hinaufreicht (Taf. IX, 13, 14).

Unter den **Mollusken** gelangen die Nautiloideen zu reichhaltiger Differenzierung; *Endoceras* ist zwar verschwunden, dafür treten *Orthoceras* mit dünnem, mittelständigem Sipho (Taf. X, 16) und der schwach gekrümmte, oft netzförmig skulptierte *Cyrtoceras* (Taf. X, 15) häufiger auf. Bezeichnend sind auch der aufgeblähte *Gomphoceras* mit T-förmiger Mündung (Taf. X, 12), der breit-hornförmige *Pragmoceras* (Taf. X, 14) mit verengter Mündung und der kolbenförmige *Ascoceras* (Taf. X, 13) mit seitlichen Luftkammern. Auch eingerollte *(Nautilus)* und halb eingerollte Formen *(Ophidioceras)* treten auf. Eine zonar leitende Bedeutung kommt dem Stamme nicht zu. Die ersten Ammonoideen erscheinen äußerst selten im oberen Gotlandium.

Die Gastropoden weisen wenig Neues auf; es wiegen noch Formen mit Schlitzband, wie *Bellerophon, Pleurotomaria, Murchisonia* vor, daneben *Euomphalus* (Taf. X, 10) und der halb eingerollte *Platyceras* (Taf. X, 11). In der kalkigen böhmischen Fazies sind die Gastropoden besonders zahlreich, vor allem primitive, napfförmige Formen *(Hercynella,* Taf. X, 7).

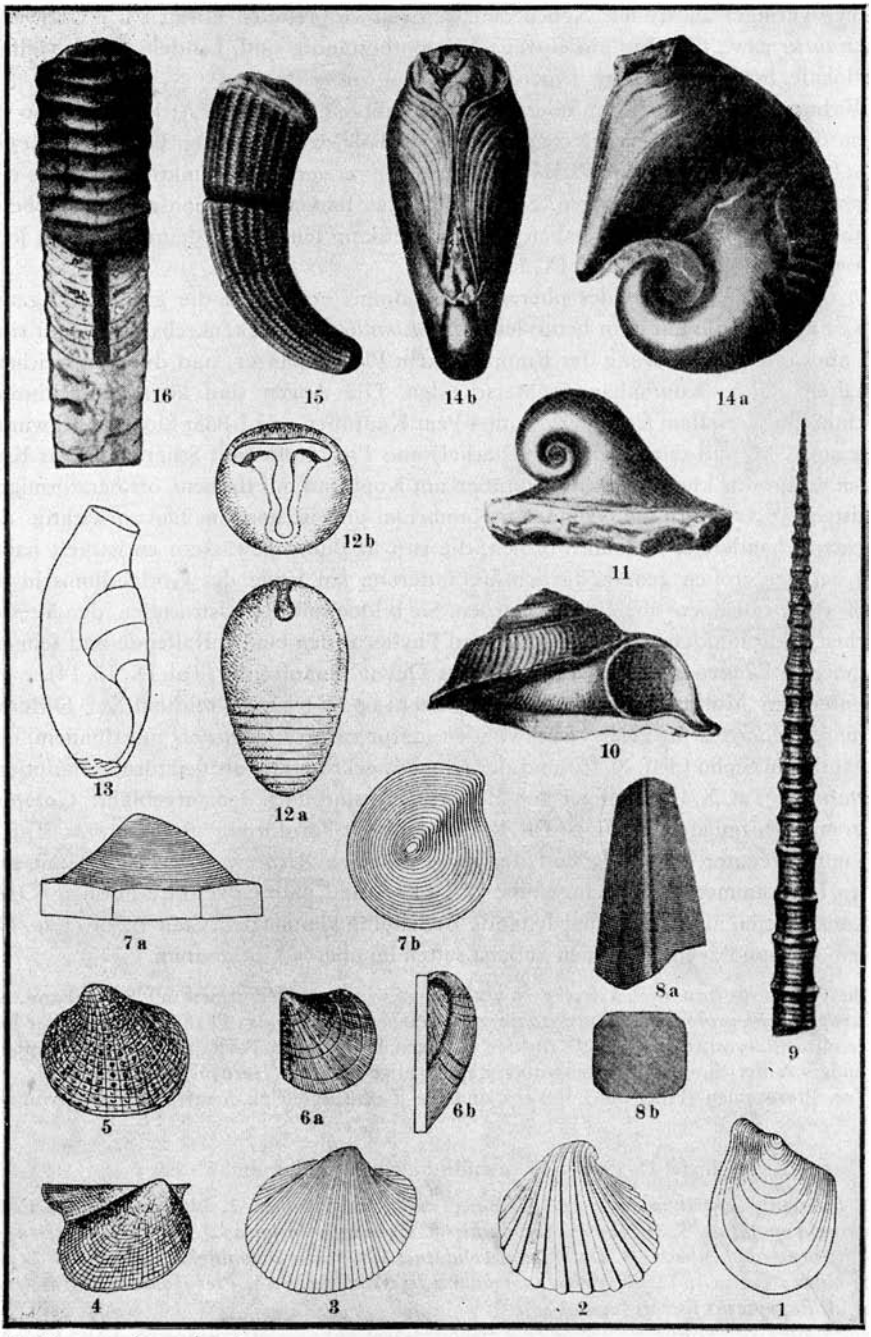
Von Pteropoden (Hochseeschnecken) sind die *Tentaculiten* zu nennen, kleine geringelte,

Tafel IX (S. 170): Gotlandische Gliederfüßler und Fische

1. *Bronteus (Scutellum) planus;* 2. *Lichas (Trachylichas) scaber;* 3. *Phacops elegans;* 4. *Encrinurus punctatus;* 5. *Arethusina koninckі;* 6. *Cheirurus insignis;* 7. *Acidaspis dufrenoyi;* 8. *Calymene blumenbachi;* 9. *Dalmanites caudatus;* 10. *Acaste downingiae;* 11a und b. *Leperditia baltica* (vergr.); 12. *Beyrichia tuberculata* (stark vergr.); 13. *Pterygotus osiliensis* (etwa 1/8); 14. *Eurypterus fischeri* (etwa 1/12).

15. Stachel von *Onchus;* 16. *Lanarkia spinosa* (etwa 1/2); 17. *Birkenia* (nach JAEKEL).

Tafel X, Gotlandium



Erklärung nebenstehend

spitzkonische Röhrchen, die in einigen in tieferem Wasser abgelagerten Schiefern des höheren Gotlandiums und Devons massenhaft auftreten (Taf. X, 9; s. auch bei Devon). Dagegen werden die früher ebenfalls hierher gestellten *Conularien*, deren Schalen einen vierseitigen Köcher bilden (Taf. X, 8), heute den Coelenteraten zugerechnet, vor allem weil sie in der Jugend sessil zu sein scheinen (nach SCHINDEWOLF und KIDERLEN).

Die Muscheln werden nun häufiger, anscheinend in Verbindung mit der Ausbreitung weiter Flachseeregionen, aus denen sie die Brachiopoden verdrängen. Aber auch in den Schiefern treten einige Formen auf; wichtig ist die zu den Präcardiiden mit schwachen Kerbzähnen und starker Verzierung gehörende, weltweit bekannte *Cardiola interrupta = cornucopiae* (Taf. X, 5). In die gleiche Gruppe gehört eine Fülle von Gattungen aus der kalkigen Fazies Böhmens *(Praecardium, Panenka, Lunulicardium* Taf. X, 2, 3, 6), wo auch andere Familien reicher vertreten sind. Häufig sind auch Taxodonten *(Cucullella, Leda)* und Aviculiden (mit schräg nach hinten verlaufenden Leistenzähnen), wie *Rhombopteria* und *Pterinea* (Taf. X, 1, 4).

Während unter den **Molluskoideen** die Bryozoen bei der Riffbildung hinter den Korallen zurücktreten, haben die Brachiopoden noch eine recht große leitende Bedeutung. Unter den Schloßlosen ist die große kalkschalige *Trimerella* (viereckig, mit großer Area und Medianleiste) nur im Gotlandium bekannt. Die Orthiden sind zwar häufig, desgleichen die Strophomeniden, aber stratigraphisch unwichtig, da Formen, wie *Orthis elegantula* (Taf. XI, 6), *Plectambonites* (Taf. VII, 3), *Bilobites biloba* (Taf. VI, 6), *Leptaena rhomboidalis* (Taf. XI, 4) eine weite vertikale Ausdehnung haben und schon im Ordovizium auftreten. Neu erscheinen die Productiden, unter denen besonders *Chonetes* (breite niedrige Formen mit feiner radialer Berippung und Stacheln am Schloßrand) in den Kalken des unteren Ludlow (Taf. XI, 13) häufig ist.

Stratigraphisch bedeutsam sind die Pentameriden (mit starken Zahnplatten und Medianleiste), unter denen die durch flache Dorsalschale und geraden Schloßrand ausgezeichnete *Stricklandinia (S. lens* – glatt, *S. lirata* – berippt) im Valentium leitend ist (Taf. XI, 12). Hier und im Wenlock häufen sich die glatten Pentameren mit Sinus, wie *P. (Sieberella) galeatus* und der hohe *P. borealis* (Taf. XI, 8); im Ludlow sei der stark berippte *P. (Conchidium) knighti* genannt (Taf. XI, 14).

Von den mit Crura versehenen Ancistropegmata ist *Rhynchonella (nucula* Taf. XI, 10, *wilsoni* Taf. XI, 7) im Wenlock recht häufig; die im oberen Ordovizium erscheinenden Helicopegmata mit Armspirale werden auch zahlreich. Neben der häufigen, aber stratigraphisch unverwendbaren *Atrypa reticularis* (Taf. XI, 5) tritt im Unterludlow die glatte *Dayia navicula* (Taf. XI, 3) auf. Daneben sind die mit auffallend hoher Area versehene *Cyrtia* (Taf. XI, 9) und die ersten Spiriferen (Taf. XI, 11) im höheren Gotlandium von Bedeutung. Auch die Athyriden sind verbreitet *(Meristella* Taf. XI, 15). Die ersten Formen mit Schleife treten auf *(Rensselaeria)*, sind aber noch selten (s. bei Devon).

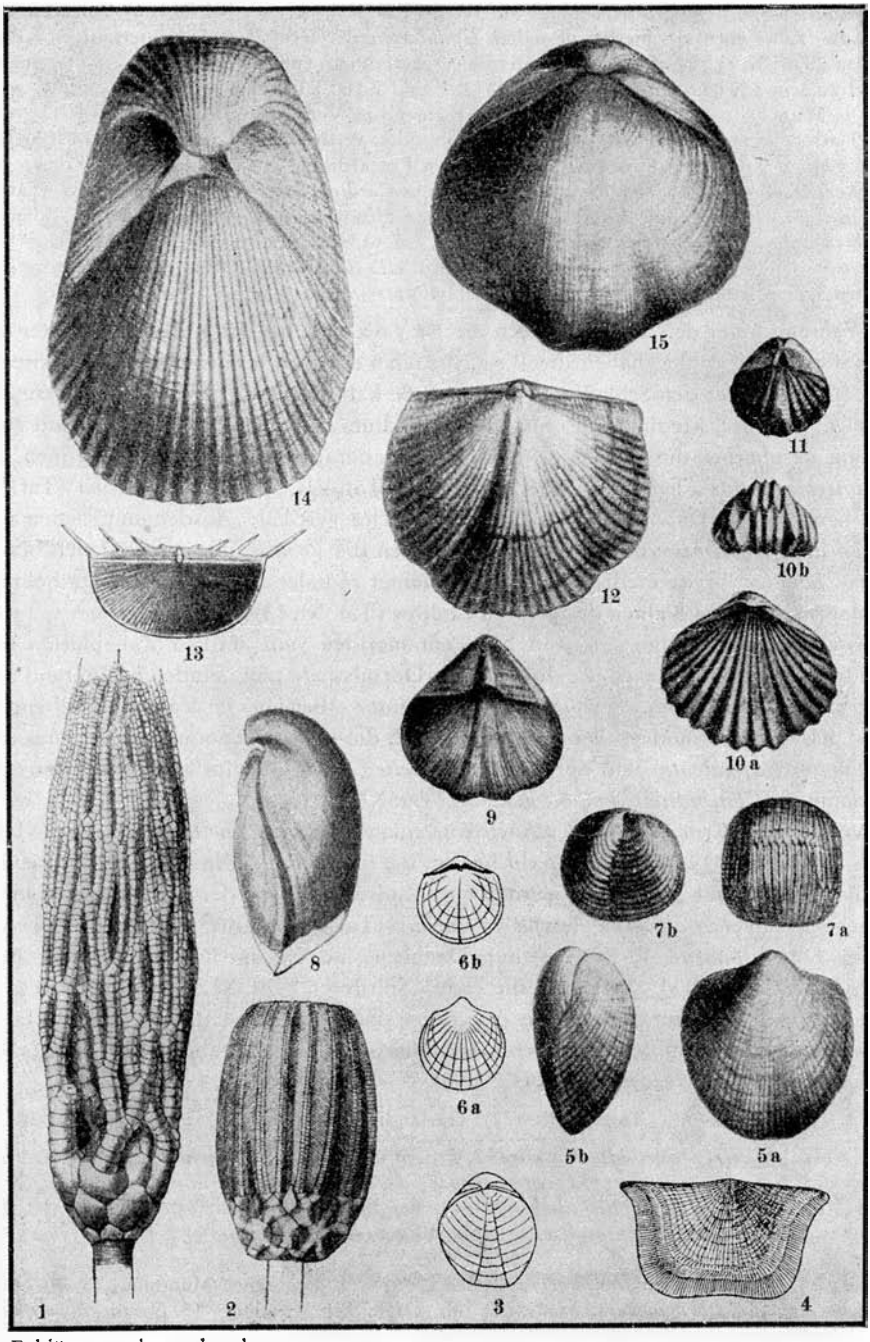
Tafel X (S. 172): Gotlandische Mollusken

Zweischaler: 1. *Rhombopteria mira;* 2. *Praecardium halli;* 3. *Panenka lugens;* 4. *Pterinea reticulata;* 5. *Cardiola interrupta (cornu-copiae);* 6a und b. *Lunulicardium bohemicum.*

Schnecken: 7a. *Hercynella bohemica;* 7b. desgleichen von oben; 8a. *Conularia;* 8b. desgleichen Querschnitt; 9. *Tentaculites ornatus;* 10. *Euomphalus alatus;* 11. *Salpingostoma (Platyceras) megalostoma.*

Cephalopoden: 12a. *Gomphoceras bohemicum;* 12b. desgleichen Mündung; 13. *Ascoceras bohemicum;* 14a. *Phragmoceras broderipi;* 14b. desgleichen Mündung; 15. *Cyrtoceras corbulatum;* 16. *Orthoceras annulatum* (unten Querschnitt mit Sipho).

Tafel XI, Gotlandium



Erklärung nebenstehend

Im Stamme der **Stachelhäuter** hat sich insofern eine Wandlung vollzogen, als die primitiven, mit kurzem Stiel und embryonalen Armen versehenen Cystideen seit dem Ordovizium im Rückzug begriffen sind; an ihre Stelle treten die Seelilien oder Crinoiden und erreichen eine Artenmannigfaltigkeit, die bis ins Perm anhält. Der regelmäßig fünfstrahlige Bau, die langen Arme und der sehr lange, gegliederte Stiel bilden die kennzeichnenden Merkmale. Es herrschen von nun ab bis ins Perm die Paläocrinoiden mit fest verwachsenen (nichtartikulierend verbundenen) Platten: *Cyathocrinus* (mit langen, verzweigten Armen Taf. XI, 1), *Taxocrinus, Crotalocrinus* (breite Arme mit blattförmigen Anhängen), *Callicrinus* (Taf. XI, 2) mit in Nischen gelegenen Armen und flaschenhalsförmiger Kelchdecke. Mit ihnen tritt auch die Fazies der „Trochiten-Kalke" auf, spätiger Kalke, aufgebaut aus den Stielgliedern der am Meeresboden rasenbildenden Crinoiden.

Die Palechiniden, denen noch die Regelmäßigkeit der 20 Plattenreihen fehlt, und Seesterne sind vertreten, aber selten.

Sehr wichtig werden nunmehr die **Coelenteraten,** und zwar die kalkschaligen Stromatoporen und Korallen, denen man gelegentlich neben der faziellen und gesteinsbildenden Bedeutung auch stratigraphischen Wert zumißt (WEDEKIND).

Die schon beim Ordovizium genannten Stromatoporen bilden Knollen von schaligem Aufbau; jede Schale besteht aus radial gestellten Röhrchen sehr kleiner Polypen. Vermutlich standen sie den heutigen Hydrozoen nahe.

Unter den Korallen liefern die stockbildenden Tabulaten oder Bödenkorallen die häufigsten Riffbildner. Es sind entweder lose verwachsene *(Halysites*-Kettenkorallen mit elliptischen Röhren Taf. XII, 19, *Syringopora* – der heutigen Orgelkoralle ähnlich) oder eng aneinanderschließende *(Alveolites, Chaetetes, Favosites)* zylindrische Röhren (Taf. XII, 18) mit zahlreichen Querwänden oder Böden (tabulae). *Favosites* wird neuerdings von WEDEKIND an die Tetrakorallen angeschlossen *(Pholidophyllum).*

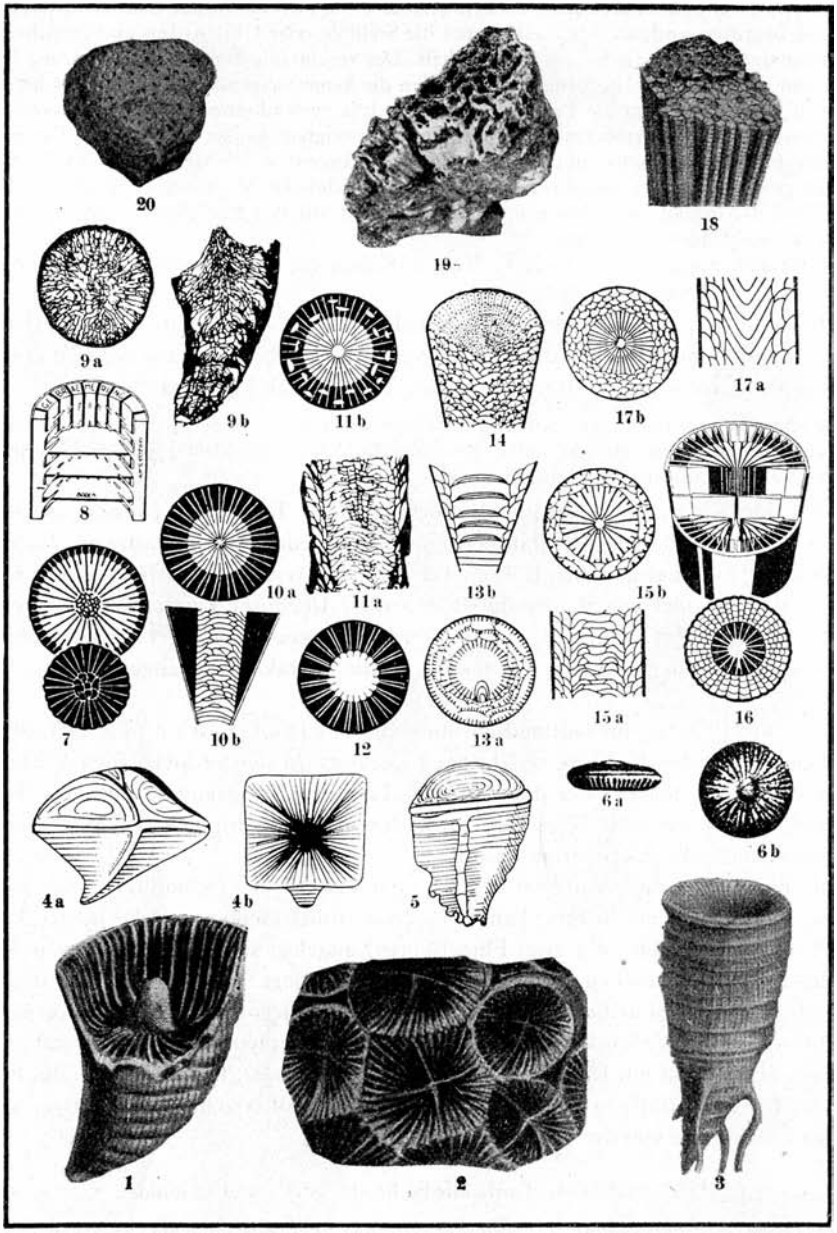
Stockbildend treten im Gotlandium noch die Heliolitiden (Taf. XII, 20) auf, Knollen mit runden Kelchen, welche im Gegensatz zu den ordovizischen Vorläufern *(Coccoseris)* eine blasige oder durch Septen (Längswände) gegliederte Randwulstzone besitzen. WEDEKIND stellt sie zu den Tetrakorallen (s. unten), während man früher an Verwandtschaft mit Alcyonarien dachte.

Die Tetrakorallen oder Rugosen liefern im Gotlandium meist Einzelkelche. Kennzeichnend ist eine Längsgliederung durch Septen, welche in der Vierzahl (Haupt-, Gegen- und zwei Flügelsepten) angelegt werden; die späteren Septen werden fiederstellig zu den Hauptsepten angelegt. Darin und in den den Septen entsprechenden Furchen der Außenseite (rugae) liegt der Unterschied gegen die mesozoisch-tertiären Hexakorallen mit sechs Grundsepten, radialer Stellung der späteren Septen und mit Rippen an der Außenseite (costae). Bau und Form der Septen und der Interseptalfüllung (Böden, Leisten, Blasen) sind systematisch wichtiger als die äußere Gestalt, die von der Anheftungsfläche abhängt.

Tafel XI (S. 174): Gotlandische Brachiopoden und Crinoiden

1. *Cyathocrinus longimanus;* 2. *Callicrinus costatus;* 3. *Dayia navicula;* 4. *Leptaena rhomboidalis;* 5 a und b *Atrypa reticularis;* 6 a und b *Orthis elegantula;* 7 a und b *Wilsonia wilsoni;* 8. *Pentamerus borealis;* 9. *Cyrtia exporrecta;* 10 a und b. *Rhynchonella nucula;* 11. *Spirifer elevatus;* 12. *Stricklandinia lirata;* 13. *Chonetes striatella;* 14. *Conchidium knighti;* 15. *Meristina tumida.* Nach GÜRICH, Leitfossilien.

Tafel XII, Gotlandium



Erklärung nebenstehend

Nach WEDEKIND wurzeln die Tetrakorallen in der ordovizischen Gattung *Streptelasma* (Taf. VI, 10). Die Septen entstehen nach ihm zunächst durch Aufspaltung der Füllmasse zu Keilen (Keilsepten), welche durch zentrifugalen oder zentripetalen Abbau zu Blattsepten umgeformt werden. Das Innere zeigt einfache Querwände und gelegentlich eine zentrale blasige Zone *(Kjaerophyllum* Taf. XII, 7). Im unteren Gotlandium werden die Septen innen zu Stacheln oder Dornen aufgelöst (spinärer Typus) und gelegentlich spiral aufgerollt: *Dinophyllum* (Taf. XII, 9) mit domförmig aufgewölbten Böden, *Lindstroemia* (Taf. XII, 1) mit zentraler Achse, *Calostylis* mit vollkommener Auflösung der Septen zu Dornen. Hornförmige Polypare mit Becherkelch wiegen vor.

Ein anderer Abkömmling der Streptelasmacea ist nach WEDEKIND *Pholidophyllum,* die Stammform der meisten gotlandischen Typen (Taf. XII, 8). Die Septen sind spinär oder halbspinär mit Tendenz zur Ausbildung vollkommener Blattsepten. Die Interseptalelemente sind bei den älteren Formen Böden (diaphragmatophor), später Leisten und Blasen (pleonophor und cystiphor). Kennzeichnend für die Tetrakorallen der Mittelzeit (Gotlandium-Devon) ist ein zweizoniger Bau der Füllmasse, wobei der oft verdickte Außensaum (Randwulst, Gebrämering) sich anders verhält als das Innere. Der direkte Nachkomme von *Pholidophyllum* im Mittleren Gotlandium ist *Holmophyllum* mit Randblasen und mit Böden im Inneren.

Stamm der Kodonophyllen (Randwulst-Blattsepter). Über der von Füllmasse freien Stammspitze liegt ein Gebrämering (verdeckter Außenteil der primären Keilsepten), an den innere Blattsepten anschließen; er wird nach oben dicker und kann fast das ganze Innere ausfüllen. Typisch sind Verjüngungserscheinungen (Einschnürungen und Wülste); die Rugae auf der Außenseite sind sehr deutlich. *Chonophyllum* im Untergotlandium ist scheiben- oder pilzförmig mit eingesenktem Kelchgrund und massiven Septen (früher zu *Cyathophyllum* gerechnet). In dem Mittelgotlandium herrschen: *Kodonophyllum* (Taf. XII, 10) mit kegelförmigem Becherkelch und bis zur Mitte reichenden Septen (früher zu *Streptelasma)* und *Pseudomphyma,* kegelförmig, breitkrempig mit sehr dickem Gebrämering und kurzen Blattsepten (Taf. XII, 12). Im oberen Mittelgotlandium erscheint als Weiterentwicklung *Pilophyllum,* schlank pfriemenförmig, mit einem in Randblasen aufgelösten Gebrämering (Taf. XII, 11). Hier ist vielleicht der *Actinocystis*-Stamm mit Trichterböden anzuschließen (Taf. XII, 17).

Stamm der Omphymatiden (Randblasen-Leistensepter). Unmittelbar über der ungefüllten Stammspitze bilden sich Randblasen aus, an die im Inneren kurze Leistensepten anschließen. Sie sind im Untergotlandium selten *(Dokophyllum),* entfalten sich dann zu Beginn des Mittelgotlandium reichlich, wo die pfriemenförmigen Polypare von *Ketophyllum* (Taf. XII, 13) mit Randblasen und zentralen Böden besonders die mergelige Fazies auszeichnen. Nach einer Unterbrechung erscheint im oberen Gotlandium *Omphyma* mit kreisel-kegelförmigen Polyparen (Taf. XII, 3).

Stamm der Cystiphylliden. Die Böden sind vollkommen in Blasengewebe aufgelöst, die Septen in kurze *(Cystiphyllum),* lange *(Hedstroemophyllum)* oder verdickte *(Gyalophyllum)*

Tafel XII (S. 176): Gotlandische Korallen

Tetrakorallen. 1. *Lindstroemia dalmani;* 2. *Acervularia luxurians;* 3. *Omphyma subturbinatum;* 4. *Goniophyllum pyramidale;* 5. *Rhizophyllum gotlandicum;* 6 a und b *Palaeocyclus porpita.*

Schnitte und Schemata nach WEDEKIND, Einführung II, 1937: 7. *Kjaerophyllum* (Querschnitte proximal und distal); 8. *Pholidophyllum;* 9 a und b *Dinophyllum* (Quer- und Längsschnitt); 10 a und b *Kodonophyllum* (Quer- und Längsschnitt; schematisch); 11 a. *Pilophyllum,* (Längsschnitt); 11 b desgleichen Querschnitt, schematisch; 12. *Pseudomphyma,* Querschnitt; 13 a und b *Ketophyllum,* Quer- und Längsschnitt, schematisch; 14. *Cystiphyllum,* Raumbild, unten Längsschnitt; 15 a und b *Kypophyllum,* Längs- und Querschnitt; 16. *Semaiophyllum,* Querschnitt und Raumbild; 17 a und b Randblasen-*Actinocystis,* Längs- und Querschnitt, schematisch.

Tabulaten: 18. *Favosites gotlandica;* 19. *Halysites catenularia;* 20. *Heliolites interstinctus.* 1–3, 6, 18 nach GÜRICH, Leitfossilien.

Stacheln umgewandelt. *Cystiphyllum* tritt im ganzen Gotlandium, die anderen im Mittelgotlandium auf (Taf. XII, 14).

Stamm der Calceolaceen. Es handelt sich um Einzelkorallen mit Deckel, die nach WEDEKIND ebenfalls in den Streptelasmaceen wurzeln und im Innenbau den übrigen Korallen der Mittelperiode (Gotlandium-Devon) entsprechen. Die tiefen Kelche haben entweder eine oder vier abgeplattete Seiten, denen ein Deckelstück entspricht. So kommen pantoffelförmige Gebilde mit einem Deckel *(Rhizophyllum,* XII, 5) oder vierseitige Pyramiden mit 4 Deckelstücken *(Goniophyllum)* zustande (Taf. XII, 4).

Stamm der Lykophylliden (Innenkeilsepter). Es sind meist sehr große Kelche, die durch zentripetalen Abbau der Füllmasse ausgezeichnet sind; so entstehen außen Blattsepten, während innen Keilsepten bestehen bleiben. Sie sind auf das untere Gotlandium beschränkt *(Semaiophyllum,* Taf. XII, 16).

Familie der Kypophyllidae (Taf. XII, 15). Es sind Einzelformen, später auch Stöcke mit pleonophorem Interseptalapparat (Septallamellen), Blattsepten erster und Septaldornen zweiter Ordnung. Nach WEDEKIND gehört dazu ein Teil der gotlandischen Cyathophylliden älterer Autoren, während ein anderer Teil zu den Cystiphylliden gehören soll. Zunächst wiegen kleine, ± gekrümmte Einzelkelche vor; im Unterludlow erscheinen auch Stöcke *(Acervularia,* Taf. XII, 2). Hierher gehört wohl auch die knopfförmige *Palaeocyclus* (unteres Gotlandium, XII, 6).

So ergibt sich folgendes stratigraphische Schema (nach WEDEKIND 1937):

Epoche	Stufe	Charakter
Obergotlandium:	*Omphyma*	Erste stockbildende Cyathophyllen
Mittelgotlandium: oben	*Pilophyllum*	Randblasensepter
unten	*Kodonophyllum, Pseudomphyma, Ketophyllum, Kypophyllum, Gyalophyllum*	Randwulstblatt- und Randblasenleisten-Septer
Untergotlandium: oben	*Hedstroemophyllum, Calostylis, Lindstroemia*	Letzte Streptelasmiden, Innenkeilsepter
unten	*Pholidophyllum, Cystiphyllum, Dinophyllum, Chonophyllum, Lykophyllum.*	Randwulstsepter, Erste Cystiphyllen

Bei den **Schwämmen** herrschen die tetraxonen Kieselschwämme (mit vierachsigen Nadeln) vor und unter diesen wiederum die Lithistiden mit kompaktem Skelett und mehr oder weniger unregelmäßigen, knotigen Verwachsungen der Nadeln. Das apfelförmige *Aulocopium* mit flacher, konzentrisch verkieselter Unterseite, mit einem regelmäßigen System zu- und ableitender Kanäle und mit kleinem zentralem Hohlraum ist kennzeichnend.

Von **Protozoen** sind Foraminiferen und Radiolarien vertreten, aber stratigraphisch bedeutungslos.

Wichtig ist, daß im oberen Gotlandium die **Fische,** als älteste Gruppe der Wirbeltiere, zum erstenmal reichlicher auftreten; weit über 100 Arten sind bekannt, und zwar vorwiegend in der brackischen Flachwasserfazies mit Gigantostraken, Ostracoden usw. Diese Fische sind aber schon so stark spezialisiert, daß man eine längere Stammesentwicklung voraussetzen muß. Als Ostracodermen werden die Pteraspiden (seit Ordovizium), Cephalaspiden (mit Knochenpanzer), Anaspiden *(Birkenia, Lasanius),* Coelolepiden (mit Schuppen, *Coelolepis, Lanarkia, Thelodus)* zusammengefaßt. Es fehlt ihnen ein knöchernes Innenskelett und ein artikulierender Unterkiefer (Klasse

der Agnathi mit Saugmund). Die sogenannten Panzerfische oder Placodermen sind erst im Devon reicher entwickelt; im Gotlandium treten noch nektonische Formen mit Flossen zurück, nur die schlanke *Birkenia* (Downton) mag dazugehören (Taf. IX, 17). Flach abgeplattete, benthonische Formen mit nach oben verschobenen Augen und undifferenziertem, zweiteiligem Schwanz sind häufiger *(Lanarkia* Taf. IX, 16). Daneben sind aber auch schon Vorläufer der Haie (Elasmobranchier, Knorpelfische) vorhanden, mit spitzen Zähnen mit Schmelzbelag und Flossenstacheln *(Onchus);* sie kommen auch in marinen Schichten vor (Taf. IX, 15).

Marine **Pflanzen,** insbesondere Kalkalgen, sind gelegentlich gesteinsbildend *(Sphaerocodium).* Im Ludlow beginnen auch die Landpflanzen; die ältesten Formen sind *Psilophytales* – verzweigte Achsen mit spiraligen Anhängen. Die ersten Psilophytalen sind zusammen mit *Monograptus* in Australien gefunden worden; es sind zum Teil auffallend hochstehende Formen. Im obersten Ludlow (Downton) Englands beobachtet man eine Weiterentwicklung der Psilophyten mit namentlich thallösen Formen. Diese erste Flora setzt ohne wesentliche Änderung ins Devon fort (s. dort).

2. Die Faziesgebiete

A. Europa

Abgesehen von einer großen, osteuropäischen Regression ist die Gliederung des Raumes ähnlich wie im Ordovizium:

1. Die nordische Unterprovinz besteht noch aus der kaledonischen Geosynklinale und dem baltischen Schelfmeer; das Obergotlandium fehlt oder hat sandig-tonige Fazies (regressiv).
2. Der mitteleuropäische Bereich ist ähnlich, zeigt aber stellenweise Übergänge zur
3. böhmisch-südeuropäischen Unterprovinz mit kalkigem Obergotlandium und lückenlosem Übergang zum Devon.

a) Die kaledonische Geosynklinale

In den britischen Inseln bestand im Valentium[1]), d. h. im unteren Gotlandium, noch der tiefe SW-NO streichende Sedimentationstrog. In seinem zentralen Streifen (engl. Seengebiet) liegt diese Folge konkordant auf Ordovizium und besteht aus etwa 100 m Graptolithenschiefer (Zonen 16 bis 25).

Schon in Südschottland (Moffat-Distrikt) ist nur das Untervalentium (= Birkhill-St., Zonen 16 bis 22) durch Graptolithenschiefer vertreten; das Obervalentium (Gala- oder Tarannon-Stufe) besteht aus mächtigen Konglomeraten und Sandsteinen (bis 100 m), die im Girvan-Gebiet weiter im Norden fast das ganze Valentium zusammensetzen und nur gelegentlich Einschaltungen von Graptolithenschiefer zeigen (Abb. 68).

[1]) Das Valentium wurde früher (zum Teil auch heute noch) als Llandovery bezeichnet.

Wales bildete eigentlich schon seit dem Kambrium einen Sondertrog, begrenzt von einer Landscholle im Gebiet der irischen See, an die sich im Südosten ein Streifen von Grauwacken, dann ein Streifen zentraler Graptolithenschiefer, endlich ein Bereich sandig-kalkiger graptolithenfreier Fazies (Shelly-Fazies) mit nach Südosten zunehmender Mächtigkeit anschloß. Das Untervalentium liegt zum Teil diskordant auf gefaltetem tieferem Ordovizium (takonische Diskordanz) und schließt auch gegen das obere Va-

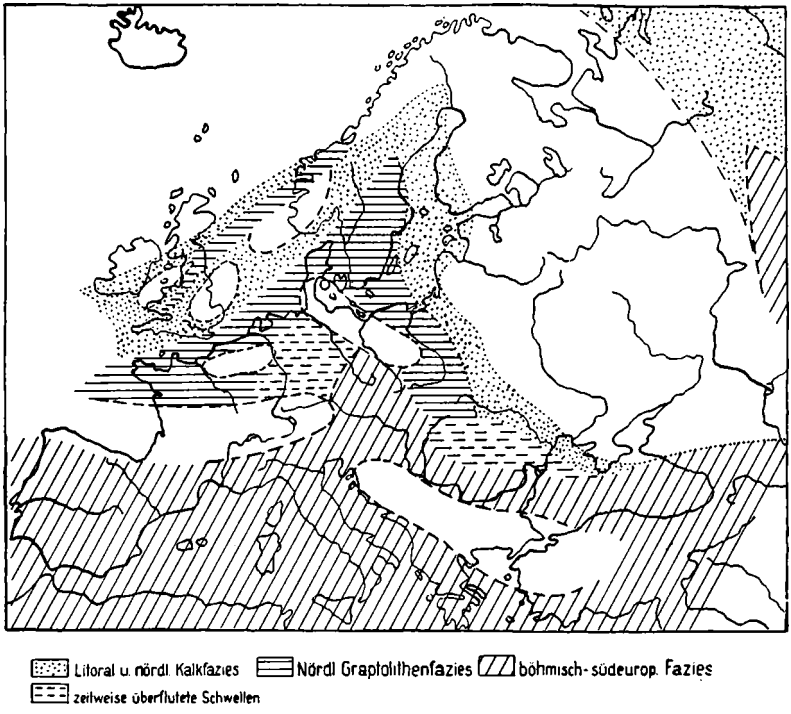


Abb. 67. Das gotlandische Meer in Europa.

lentium mit einer schwachen Diskordanz ab. Weiter im Südosten greifen bunte Schiefer des Obervalentium auf Ordovizium über; im Südosten Englands lag also ein Landgebiet, welches schrittweise von Norden überflutet wurde. In dem Randgebiete sind basische Ergußgesteine verbreitet.

Die kalkig-sandige Fazies des Valentium ist vor allem durch Brachiopoden gekennzeichnet: unten *Atrypa, Stricklandinia lens, Plectambonites;* oben *Stricklandinia lirata, Pentamerus oblongus, Stropheodonta compressa.* Daneben treten Korallen *(Palaeocyclus),* Gastropoden, Trilobiten *(Phacops weaveri, Illaenus)* und Cephalopoden in großer Menge auf.

Im Wenlock oder Untersalopium (Zonen 26 bis 31) kehren sich die Mächtigkeitsverhältnisse um, und der Gegensatz zwischen der Graptolithen- und der Brachiopoden-Trilobiten-Fazies ist weniger scharf, obwohl die Grundzüge der Verteilung noch wiederzuerkennen sind (Abb. 69).

Im zentralen Tiefenstreifen (Nordwales, Seengebiet) bilden sich noch Graptolithenschiefer, die aber mit sandigen Ablagerungen wechsellagern und Mächtigkeiten bis zu 2000 m erreichen; es zeigt sich also eine beginnende Zuschüttung des zentralen Troges. Die Graptolithen treten in Wales sogar in der sandigen Fazies auf. Während diese kalkfreie Folge nach Norden in Konglomerate von abnehmender Mächtigkeit oder in bunte Schiefer von brackisch-lagunärem Charakter übergeht, zeigt sich südöstlich von dem zentralen Streifen in Südwales und in den Mittellanden eine kalkige Fazies, in der man von unten nach oben unterscheidet:

1. Woolhope-Kalk, dunkler Kalk mit riffbildenden Kalkalgen und reicher Fauna: *Illaenus barriensis, Orthis elegantula, Plectambonites, Cardiola interrupta, Phacops stokesi, Dalmanites caudatus, Calymene blumenbachi.*

2. Wenlock-Kalkschiefer mit ähnlicher Fauna.

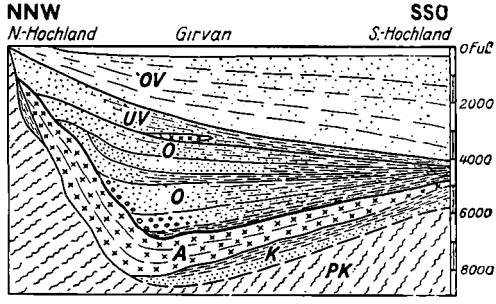


Abb. 68.
Der kaledonische Trog Schottlands am Ende des Valentiums. N. WILLS. *PK* Präkambrium; *K* Kambrium; *A* Arenig; O mittleres und oberes Ordovizium; *UV* unteres Valentium; *OV* oberes Valentium; *Punkte* Sandsteine; *Striche* Schiefer; *Kreuze* Vulkanite.

3. Wenlock-Kalk, eine Riffbildung mit zahlreichen Korallen *(Favosites gotlandica, Acervularia, Omphyma)* und reicher Begleitfauna: Crinoiden, Brachiopoden *(Pentamerus galeatus, Leptaena rhomboidalis, Meristina tumida)*, Trilobiten *(Dalmanites, Calymene)* und Nautiloideen. Es handelt sich um Riffe am Saume eines Festlandes im Bereiche des südöstlichen Englands, welches die Geosynklinale von dem mitteleuropäischen Becken trennte.

Das Unterludlow oder Obersalopium (Zone 34 bis 37) zeigt den gleichen Gegensatz kalkiger Randbildungen und kalkarmer zentraler Fazies, die gelegentlich verzahnt sind. Die größten Mächtigkeiten liegen wieder im Seengebiet; im Nordwesten herrschen Konglomerate, im Südosten Kalke. Die kalkige Fazies wird vor allem durch den Aymestrykalk mit *Pentamerus (Conchidium) knighti* und *Cardiola interrupta* vertreten. Er wird oft von Schiefern unter- und überlagert, die unten *Wilsonia (Rhynchonella) wilsoni, Chonetes striatella, Rhynchonella nucula, Phacops (Acaste) downingiae*, oben, zusammen mit den letzten Graptolithen, *Dayia navicula* führen.

Das Oberludlow oder Downton (ex parte) entspricht der endgültigen Zuschüttung des kaledonischen Troges und dem Übergang zu einer kontinentalen Sedimentation.

In Wales liegt die vollständige Serie der Oberludlow-Schiefer (Whitcliffe-flags) konkordant auf dem Salopium. Es sind Kalkschiefer mit reicher Fauna: *Spirifer elevatus, Orthis lunata,*

Pterinea retroflexa, Homalonotus knighti, Beyrichia, Pterygotus usw. *Rhynchonella nucula* und *Chonetes striatella* sind noch häufig. Die Serie schließt nach oben mit einer Knochenbreccie (Ludlow bonebed) mit Stacheln von *Onchus*, Krustazeen, *Pterygotus, Beyrichia* usw. ab. Das hangende Downton (Temeside-Gruppe) mit brackischer Fauna wird nach Analogie mit den von BARROIS beschriebenen Verhältnissen in den Ardennen als tiefstes Devon oder Gedinne-Stufe bezeichnet. Mit den hangenden *Pteraspis*-Schichten (unten *P. leathensis*, oben *P. crouchi*) wird es auch in England dem Dittonian (Unterdevon) zugerechnet. Der Begriff des Downton ist indessen fazieller Art, entsprechend einer Übergangsfazies zwischen marinen und brackischen Schichten; dieser Übergang kann örtlich zu verschiedenen Zeiten erfolgen. Daher ist auch die Unterscheidung zwischen einer vordowntonischen (ardennischen) und einer nachdowntonischen (erischen) Phase der kaledonischen Gebirgsbildung heute fraglich geworden.

Im Skandinavischen Hochgebirge ist das Untergotlandium noch innerhalb der metamorphen Hochgebirgsserien enthalten (Ekne-Gruppe). Ob noch höhere gotlandische Schichten hier vertreten sind, ist fraglich. Dagegen ist Downton in Gestalt roter Sandsteine mit Gigantostraken und Phyllocariden bekannt.

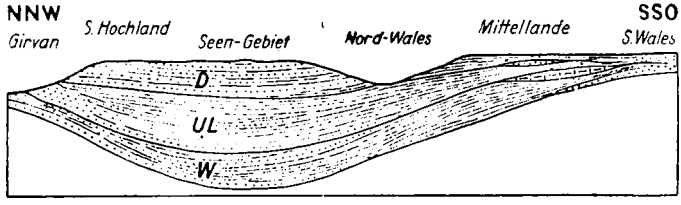


Abb. 69. Der kaledonische Trog Schottlands und Englands im höheren Gotlandium. Nach STAMP. *W* Wenlock; *UL* Unterludlow; *D* Oberludlow bzw. Downton; *Punkte* Sandstein; *Striche* Schiefer; *Querstriche* Kalk.

Nordöstlich von England und Skandinavien lag im Gotlandium ein in Hebung begriffenes Festland, welches der Hauptlieferant für die Sedimente der Geosynklinale war und an Stelle der früheren isländischen See trat. Durch die kaledonische Faltung wurde dann die ganze Masse Nordeuropas diesem Festlande angegliedert.

b) Das skandinavisch-baltische Flachmeer

Auch in diesem Gebiete besteht ein Gegensatz zwischen einem zentralen Streifen mit landferner, monotoner Graptolithenfazies und randlichen Gebieten kalkiger oder gemischter Sedimentation im Westen (Oslo) und Osten (Gotland, Ostbaltikum).

Die zentralschwedisch-schonensche Region wird von den oberen Graptolithenschiefern bedeckt; von unten:

Rastrites-Schiefer mit vielen Diplograptiden, in Schonen in 8 Zonen geteilt = Untervalentium.

Cyrtograptus-Schiefer mit 8 Zonen, welche dem Obervalentium und dem Untersalopium (Wenlock) entsprechen.

Colonus-Schiefer mit *M. colonus, Gothograptus nassa* und *Cardiola interrupta*. In Schonen durch Sandgehalt und hellere Farbe ausgezeichnet. Unterludlow.

In Schweden ist die Mächtigkeit etwa 50 m, während sie in Schonen auf etwa 1000 m ansteigt; hier liegen im Hangenden noch Kalke und Kalkschiefer des Oberludlow mit *Acaste downingiae, Homalonotus knighti, Spirifer elevatus, Chonetes striatella* und darüber Sandsteine (Ramsåsa-Sandstein) mit *Pterinea, Lingula cornea, Rhynchonella nucula,* Beyrichien, Gigantostraken und Fischen, welche vielleicht schon der Gedinne-Stufe (Unterdevon) entsprechen.

Im Oslo-Gebiet besteht eine etwa 600 m mächtige Uferfazies mit sehr starker Differenzierung und ungeheuer reicher Fauna. Von unten:

Stufe 6 = Untervalentium. Im Westen Kalksande, im Osten Schiefer. Leitend sind *Stricklandinia lens* und *Phacops elliptifrons.* Daneben: *Rhynchonella decemplicata, Rh. borealis, Rh. weaveri, Orthis actoniae, Bilobites, Encrinurus,* einige Korallen.

Stufe 7 = Obervalentium. Vorwiegend Kalke mit *Pentamerus oblongus, P. borealis, P. gotlandicus, Stricklandinia lirata;* dazwischen bunte Schiefer mit *Crotalocrinus* und Korallenkalk-Bänkchen. Im Norden (Mjösen) besteht eine reine Graptolithenfazies.

Stufe 8 = Wenlock. Unten im Osten Graptolithenschiefer, sonst Kalke mit Stromatoporen- und Korallenriffen. Häufig auch *Cyrtia exporrecta, Rhynchonella cuneata, Leperditia.*

Stufe 9 = Ludlow. Dünnschieferige Kalke mit *Leperditia, Spirifer elevatus, Chonetes striatella.* Im Norden rote Sandsteine.

Stufe 10. Sandige Schiefer und bunte Sandsteine mit Placodermen, *Dictyocaris* usw. Fortschreitende Verlandung! Oberludlow bis Gedinne.



Abb. 70. Profil durch Gotland nach HEDE. *1* bis *2* Visbymergel, *3* Högklintkalk, *4* Toftakalk, *5* bis *6* Slitegruppe, *7* bis *8* Muldemergel und Klintebergkalk, *9* bis *10* Hemsegruppe und Ekemergel, *11* Burgsviksandstein, *12* und *13* Hamra- und Sundregruppe.

Auch östlich vom zentralen Tiefenstreifen besteht in Gotland und an der estnischen Westküste eine kalkige Fazies, die über einer unterstgotlandischen Lücke einsetzt.

Auf Gotland beginnt die Folge mit den fossilreichen Visby- oder *Stricklandinia*-Mergeln *(Str. lirata)* und anderen Brachiopoden, *Palaeocyclus porpita, Encrinurus punctatus, Leperditia),* welche dem obersten Valentium — Unterwenlock angehören.

Im höheren Wenlock unterscheidet man von unten: Högklint-Kalk — teils Riffbildung von Bryozoen und Sphaerocodien, teils geschichtet mit Crinoidenbänken; Toftakalk, mergelig; Slite-Gruppe — Riffkalk oder Mergelkalk mit *Pentamerus gotlandicus, Leperditia baltica* und Graptolithen *(M. priodon* und andere).

Zum Unterludlow werden gerechnet:

Mulde-Mergel: *Leperditia phaseolina, Beyrichia, Cyrtia, Gothograptus nassa.*

Klinteberg-Kalk: Riffkalke mit *Conchidium, Orthis rustica, Rhynchonella cuneata, Spirifer crispus,* vielen Bryozoen.

Hemse-Gruppe: Mergel und Sandschiefer mit *Calymene intermedia, Spirifer schmidti, Acaste downingiae, Entomis, Beyrichia, Monogr. bohemicus.*

Eke-Mergel: *Dayia navicula, Spirifer sulcatus, Homalonotus knighti* und viele Sphaerocodien.

Zum Oberludlow (Downton) rechnet man den Burgsvik-Sandstein und -Oolith mit Muscheln, Tentaculiten und *Homalonotus knighti* und die bituminösen Hamra- und Sundre-Kalke mit Riffen und ähnlicher Fauna. Oben tritt *Atrypa marginalis* auf.

Während sich diese Gliederung (HEDE) auf Brachiopoden gründet, zeigen nach WEDEKIND und TRIPP die recht zahlreichen Korallen keine deutliche Evolution. Sie fassen daher die einzelnen Gruppen zum Teil als fazielle Vertretungen gleichen Alters auf, wobei die Riff-Fazies von NW nach SO wandern soll. Die „kaleidoskopische Mannigfaltigkeit" der Fazies auf Gotland wäre danach eher ein Nebeneinander als ein Übereinander, und die Mächtigkeit würde die von HEDE vermuteten 500 m nicht erreichen.

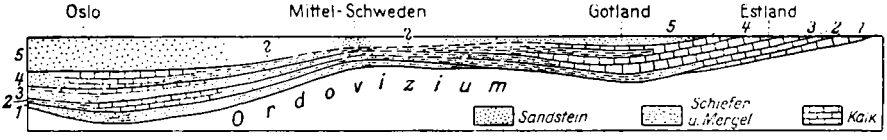


Abb. 71 Profil durch das Gotlandium des baltischen Schelfmeeres. *1, 2* Valentium; *3* Wenlock; *4* Unterludlow; *5* Oberludlow-Downton.

Südlich vom Finnischen Golf, auf Ösel und Dagö fehlen Riffkalke, und die Folge ist wenig mächtig; die Basislücke ist jedenfalls kleiner als auf Gotland. Nach F. SCHMIDT, TEICHERT, LUHA und ÖPIK ist die Gliederung wie folgt:

Valentium (Llandovery). Kalke und Dolomite, gegliedert in: F_2-Borkholm-Stufe, oben sandig, mit kleinen Korallen- und Stromatoporen-Riffen (früher ins Ordovizium gestellt), G_1 — Jörden-Stufe mit *Stricklandinia lens*, G_2 — Tamsal-Stufe = Bank mit *Pentamerus borealis*, G_3 — Raiküll-Stufe mit Korallen, H — Adafer-Stufe = Bank mit *Pentamerus esthonus*. Im estnischen Gebiet scheint die basale Lücke, die auf Gotland vorliegt, zum Teil zu fehlen und durch die Borkholmer Übergangsschichten ausgefüllt zu sein. Nur im Westen des estnischen Festlandes ist eine Lücke nachweisbar, entsprechend einer schon im Ordovizium vorhandenen Schwelle.

Jaani-Stufe (untere Ösel-Schichten), gegliedert in J_1-Mergel und J_2-Kalk oder Dolomit von Pangamägi; Wenlock bzw. Stufe 8 Norwegens, entsprechend den Visby-Mergeln und dem Högklint-Kalk.

Eurypterus- (obere Ösel-) Schichten: K_1 — Plattendolomit, Kalk und Schiefer mit *Eurypterus, Pterygotus, Leperditia phaseolus, Chonetes striatella, Rhynchonella nucula, Spirifer elevatus;* K_2 — Ilionia-Stufe, marine Kalke; K_3 — Kaugatoma-Zone, sandige und mergelige Kalke mit Tonzwischenlagen und reicher Fauna: *Calymene intermedia, Acaste downingiae, Spirifer elevatus, Beyrichia, Onchus*. Unterludlow. Als Vertreter des Oberludlow wird neuerdings die Ohesaare-Zone (K_4) im Süden der Halbinsel Sworbe aufgefaßt, eine dünnbankige Folge von dunklen Kalken und Tonen, reich an Ostracoden und Fischschuppen.

Während auf den westlichen Inseln (Ösel, Dagö) das ganze Gotlandium vertreten zu sein scheint, ist weiter im Osten überhaupt kein Gotlandium mehr vorhanden. Es handelt sich also um ein Flachmeer zwischen einer Küste im Osten und dem auf einer alten Untiefe liegenden Riffsaum auf Gotland. Die Faziesverteilung zeigt das schematische Profil (Abb. 71).

c) Mitteleuropa

Von der Bretagne über Belgien, das Rheinische Schiefergebirge und den Harz erstreckt sich ein zusammenhängendes Becken, welches unten faunistische Beziehungen zur Nordprovinz aufweist, während oben solche zu Böhmen auftreten. Die wichtigsten Typen sind:

Bretagne. Das Valentium ist durch Sandsteine (Grès de Boury-les-Comptes) und sandige Schiefer (Phtanite von Anjou) mit Graptolithen vertreten. Das Wenlock besteht aus Alaunschiefern (Ampelite von Poligné) mit *Retiolites, Monogr. priodon* und anderen. Im Hangenden folgt Unterludlow — bituminöse Kalke mit *Bolbozoe anomala, Ceratiocaris, Cardiola interrupta* und zahlreichen Muscheln von „böhmischem" Typus; unten noch *Monogr. colonus*. Oberludlow fehlt.

Im Artois und in Belgien (Brabanter Massiv) ist das Gotlandium durch Schiefer mit Kalkeinlagerungen vertreten; die ersten enthalten die typischen Graptolithen des Untervalentium bis zum Unterludlow, die zweiten eine nordische Fauna von Trilobiten, Brachiopoden und Korallen. Das Oberludlow ist nur im Westen (Artois) vorhanden[1]), es fehlt in Brabant, wo tiefstes Devon (Gedinne-Stufe) diskordant übergreift (Ardennische Phase).

Nach BARROIS liegt im Artois konkordant über tieferem Gotlandium das Unterludlow als: Kalk von Liévin *(Dayia navicula)*, Kalk von Angres *(Acaste downingiae)*, Grauwacke von Drocourt *(Spirifer elevatus = mercurii)*[2]). Hier folgt konkordant darüber Oberludlow oder unterstes Devon (Gedinne-Stufe), welches weiter im Osten (Brabant) diskordant auf tieferes Gotlandium übergreift. Diese Folge beginnt mit Konglomerat (Fépin) oder Arkosen, welche dem Bonebed Englands entsprechen. Die hangenden Schiefer führen zuerst eine silurisch-gotlandische Mischfauna (Schiefer von Mondrepuits), während höher bunte Schiefer mit *Pteraspis* (Oignies und St. Hubert) erscheinen.

Im Sauerland besteht folgendes Profil (von oben):

Bunte Ebbe-Schichten — sandige Tonschiefer.

Verse-Schichten-Grauwackenschiefer mit *Spirifer elevatus (= mercurii)*.

Hüinghäuser Schichten, oben Flaserschiefer und Kieselgallenschiefer mit Zwergcrinoiden, unten ockrige Kalke mit zahlreichen *Rhynchonella nucula*.

Köbbinghäuser Mergelschiefer, oben mit *Scyphocrinus* und zahlreichen Orthoceren, tiefer mit dem Hauptlager von *Dayia navicula*.

Große Lücke.

Ordovizium (Herscheider Schichten).

Die stratigraphische Einstufung dieser Folge ist noch umstritten. BEYER und DAHMER stellen die Köbbinghäuser Schichten ins Mittelludlow, die ganze hangende Folge ins Oberludlow, welches sie aber mit dem Gedinne (bisher Unterstdevon) gleichstellen möchten.

W. SCHMIDT parallelisiert dagegen, auf Grund des Vorkommens von Pteraspiden, die Folge Hüinghäuser-, Verse-, Ebbe-Schichten mit dem englischen Dittonian (Unterdevon), einschließlich das Walliser Downton (S. 182) und sieht entsprechend in den Köbbinghäuser Schichten Oberludlow, d. h. höchstes Silur. Nach anderer Auffassung wird die Grenze Silur-Devon unter den Verse-Schichten oder unter den bunten Ebbe-Schichten gezogen.

Die Differenzen der Auffassung beruhen auf den gleichen Ursachen wie die Unsicherheit über das Downton (s. S. 182). Der Fazieswechsel marin/kontinental erfolgt nicht überall gleichzeitig, und unter den Wirbellosen fehlen zonar streng gebundene Leitformen, so daß die Parallelisierung entweder auf Grund der Pteraspiden oder auf Grund gleicher Faunenfolgen (Leit-

[1]) Was neuerdings von SHIRLEY bezweifelt wird. Geol. Mag. 75, 1938.

[2]) Von SHIRLEY schon zum Devon gerechnet.

niveau-Methode BEYERs) erfolgen muß. Gegen beide Auffassungen lassen sich Gründe anführen.

Am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges (Kellerwald, Lindener Mark) sind gotlandische Graptolithenschiefer (Valentium – Unterludlow) bekannt; höher liegen Kalke mit *Phacops fecundus, Cheirurus sternbergi, Dalmanites crypheus* und Hercynellen, was an die böhmischen Stufen $e\beta$ und $e\gamma$ erinnert.

Im Harz gliederte DAHLGRÜN (1925) die etwa 1800 m mächtige Folge von unten nach oben wie folgt:

Harzgeröder Schichten: Schiefer und Grauwacken mit Graptolithen des Untervalentium.

Hasselfelder Schichten: Grauwacken und Alaunschiefer mit *Cardiola, Hyolithes* und Graptolithen von *Cyrtograptus murchisoni* bis *Mongr. dubius* (Obervalentium – Unterludlow).

Die früher ins oberste Silur gestellten Wernigeröder Schichten gehören bis auf ein Kalkvorkommen von Öhrenfeld mit *Cardiola interrupta* und Orthoceren nach GRABERT (1942) dem Devon an.

In Ostthüringen und im Vogtland ist die Mächtigkeit viel geringer; Graptolithen sind häufig. Unten liegen Kieselschiefer (Zonen 16 bis 21), dann folgen die unteren Alaunschiefer (Zonen 22 bis 29) mit Einschaltung von Ockerkalk *(Orthoceras, Cardiola interrupta)* und die oberen Graptolithen- und Alaunschiefer, denen bei Elbersreuth (Frankenwald) noch ein fossiler Kalk des Unterludlow eingeschaltet ist. MÜNCH nennt 1952 folgende Leitgraptolithen:

Zone 16 bis 21. *Acidograptus acuminatus, Orthograptus vesiculosus, Demirastrites triangulatus, D. convolutus, Monograptus sedgwicki, Cephalograptus cometa, Rastrites linnei.*
„ 22 bis 25. *Streptograptus exiguus, Spirograptus spiralis.*
„ 26 bis 28. *Cyrtograptus murchisoni.*
„ 29 bis 31. *Cyrtograptus rigidus, Monograptus testis.*
„ 32 bis 36. *Monograptus (Pristiograptus) nilssoni.*
„ 37. *Mon. uniformis, M. hercynicus.*

Nach noch ungedruckter Feststellung von HERMANN JAEGER sind die Kieselschiefer nicht auf das Valent beschränkt, sondern können bis ins Untere Ludlow hinaufreichen; die Hauptmasse des Ockerkalkes gehört dem Unteren und Mittleren Ludlow an (Budnany-Kalk Böhmens), während die oberen Alaunschiefer mit *Mon. hercynicus* das Oberludlow darstellen; hier sind schon Tentaculiten häufig.

In der Lausitz, im Bober-Katzbach-Gebirge und bei Wartha in Schlesien sind Kiesel- und Alaunschiefer mit Graptolithen der Zonen 16 bis 36 bekannt. Oberludlow fehlt; im tieferen Gotlandium sind die Beziehungen zum Norden und zu Böhmen ungehindert.

Im Polnischen Mittelgebirge liegen valentische Graptolithenschiefer mit höchstens kleiner Basislücke auf Ordovizium. Darüber folgen Schiefer mit *Cardiola interrupta* (Wenlock) und Graptolithenschiefer des Unterludlow mit nordischen und böhmischen Anklängen. Die hangenden Grauwacken, Schiefer und Dolomite mit *Leperditia* und *Spirifer elevatus* sind vielleicht schon Oberludlow.

d) Die böhmisch-südeuropäische Unterprovinz

In Böhmen (Prag) herrscht unten eine schieferige Fazies, während nach oben der Kalkgehalt zunimmt. Diese Folge (eα) entspricht dem Valentium und Wenlock. An der Basis liegt eine Lücke. Nach den Graptolithen gliedert man von unten in: *Diplograptus-* ($e\alpha_1$), *Monogr.priodon-* ($e\alpha_2$) und *Monogr. dubius-* ($e\alpha_3$) Schichten. Wichtig sind einige Trilobiten, wie *Acidaspis mira, Arethusina konincki* und im oberen, schon kalkigen Teil zahlreiche Nautiloideen und Muscheln *(Avicula, Slava* usw.). Hier beginnen schon Riffe. In der oberen Zone $e\alpha_3$ sind Diabasergüsse verbreitet.

eβ-Kalk von Budnany; hier sind teils Riffkalke mit Korallen, Muscheln und Brachiopoden, teils wechsellagernde Cephalopoden-, Brachiopoden- und Crinoiden-Kalke verbreitet. Gelegentliche Graptolithenfunde *(Pr. transgrediens, M. ultimus, M. tumescens, M. nilssoni)* beweisen die Zugehörigkeit zum Mittel- bis Unterludlow.

eγ-Kalk von Lochkov wird im allgemeinen als Äquivalent des Oberludlow betrachtet. Zum Teil sind es Riffkalke mit Hornsteinen, zum Teil eine geschichtete Folge von dunklen Kalken mit zahlreichen Hercynellen und Praecardiiden *(Cardiola, Panenka, Dalila)* und Gigantostraken. Oben folgen Kalkschiefer ($e\gamma_3$) mit dem letzten bekannten Graptolithen *(M. hercynicus)* und einer hangenden Trilobitenschicht, die zum Teil schon devonischen Charakter besitzt. Das kalkige Obergotlandium mit konkordantem Devon darüber unterscheidet die Fazies von der Nordeuropas. Tiefer bestehen engere Beziehungen zu Thüringen und Vogtland.

1935 haben Kettner, Remeš und Bouček das Vorhandensein von Graptolithenschiefern der Zonen $e\alpha_1$ bis $e\beta_1$ im Drahany-Plateau Mährens nachgewiesen, wo diese Schichten mit Kulm verschuppt sind.

In Podolien greift das Gotlandium diskordant auf den Südwestteil des ukrainischen kristallinen Massivs über; die Fazies trägt unten mehr baltisches, oben gemischtes Gepräge.

Über Arkosen und bunten Tonschiefern ohne Fossilien (? Ordovizium) liegen fossilführende Sandsteine des Caradoc-Ashgill und höher sehr fossilreiche dunkle Kalke, Korallenkalke und Crinoidenkalke des Wenlock und Unterludlow, die gelegentlich durch Schiefer mit Brachiopoden und Trilobiten oder durch Schiefer mit *Pterygotus* ersetzt sind. Darüber liegen Beyrichienschiefer und Kalkschiefer mit Brachiopoden des Oberludlow und devonische Rotsandsteine mit *Pteraspis.*

Das podolische Gotlandium gehört zu einem Ufersaum, der über Polen nach dem estnischen Gebiet zieht und durch lückenhaftes Untervalentium ausgezeichnet ist.

Ostalpen. Innerhalb der Grauwackenzone, welche im Süden der Salzburger Alpen zutage tritt und vermutlich deren Unterlage bildet, ferner bei Graz und in den Karnischen Alpen, ist Gotlandium nachgewiesen. In Schiefern der Grauwackenzone wurden neben *Cardiola interrupta* neuerdings Graptolithen der Zonen 19 bis 22 festgestellt (Heritsch); anscheinend kommen auch höhere Zonen *(Mon. priodon)* vor. Dieses Obersilur reicht nach Osten bis Vorarlberg. In den Karnischen Alpen und Karawanken folgen über kalkig-schieferigem Caradoc mit einer kleinen Lücke Graptolithenschiefer, welche bis zur Zone 36 reichen können, meist aber auf das Valentium beschränkt sind. Das höhere Gotlandium ist vorwiegend kalkig mit Orthoceren,

Trilobiten und Muscheln von böhmischem Typus. Gelegentlich kommen auch Schiefer mit Trilobiten und Tentaculiten vor. Der böhmischen Stufe $e\beta$ entsprechen Kalke mit *Rhynchonella megaera* und reicher Begleitfauna, der Stufe $e\gamma$ dunkle Kalke mit verkieselten Korallen. Nach HERITSCH erscheinen hier die böhmischen Arten etwas früher, wandern also aus Süden über dieses Gebiet nach Böhmen ein. Die Ähnlichkeit mit Böhmen wird auch durch den lückenlosen Übergang zum Devon betont.

Aus den Ostalpen setzte das Meer in den Balkan fort, wo in Bulgarien Graptolithenschiefer (Valentium – Unterludlow) auftreten.

Das westliche Südeuropa. In der Montagne Noire beginnt das Gotlandium mit Schiefern mit *Mon. colonus, nilssoni, dubius,* also mit der Wenlock-Stufe; höher folgen Kalke mit *Cardiola interrupta,* böhmischen Muscheln und *Rhynchonella megaera.*

Auf Sardinien treten Graptolithenschiefer des Valentium und Wenlock auf (GORTANI); es sind die Faunen, welche dann über die Ostalpen nach Böhmen einwandern. Auch in den Pyrenäen, bei Almaden, Barcelona, im hesperischen Gebirge und in Portugal tritt diese Fazies auf, wobei im höheren Gotlandium meist Kalke mit böhmischer Fauna oder Sandsteine vorwalten. Oberludlow mit Fischen von nordischem Typus ist nur aus Portugal bekannt. Die sardinisch-iberische Ausbildung entspricht dem obersilurischen Mittelmeer, welches auch große Teile Nordafrikas bis zur zentralen Sahara überflutete, also viel weiter nach Süden reichte als im Ordovizium. Die Fazies bleibt auch hier die gleiche: Graptolithenschiefer mit Kalklinsen *(Orthoceras, Cardiola)* wiegen vor und liegen hier auf den Ougarta und Tassili-Sandsteinen des Ordovizium.

Eine basale Lücke, entsprechend der takonischen Phase, ist besonders im Osten verbreitet. Wo sie fehlt, sind die untervalentischen Faunen überall sehr ähnlich. Im höheren Valentium (Gala-Stufe) beginnt eine neue Transgression und eine Faunendifferenzierung (nach HERITSCH), mit Einwanderung der sardinischen Fauna nach Nordosten. Eine Schwelle im Bereiche der Westalpen und nördlich von ihnen unterbrach im Mittelgotlandium die Verbindung zwischen Nord- und Südmeer. Im Unterludlow werden die Beziehungen zwischen beiden wieder enger (vgl. Abb. 67).

Eine kalkige Fazies mit Riffen kennzeichnet die Schwellen und Ufersäume des Nordmeeres im Valentium und besonders im Wenlock; über ihr liegt sandiges Oberludlow oder die jungkaledonische Lücke. Im Südmeer, zu dem nun auch Böhmen gehört, beginnt die auch faunistisch abweichende Kalkfazies später und geht oft lückenlos, ohne kaledonische Unterbrechung, in kalkiges Unterdevon über.

B. Nordamerika

Über der weit verbreiteten takonischen Lücke liegt im Osten Nordamerikas das grobklastische Oswegan; seine untere Abteilung fehlt oft, die obere (Oneida-Konglomerat und roter Medina-Sandstein bzw. Cataract- und Branfield-Schiefer) füllt den Appalachen-Trog und ist auch im St.-Lorenz- und Seengebiet verbreitet. Die Fauna ist arm und hat Übergangscharakter. Es sind Transgressionen, die in meridionaler Richtung aus dem arktischen Becken einerseits, aus dem mexikanischen Golfgebiet andererseits vordringen. Wie H. TERMIER (1952) betont, hat diese Folge Molassen-

charakter (takonische Vorsenke) und geht entsprechend nach Westen und oben in kalkige Vorschelfsedimente über. Im Kordillerengebiet sind aus dieser Zeit andesitische Eruptionen bekannt. Sonst lag das zentrale und westliche Nordamerika im tieferen Gotlandium noch hoch. Als Ufersaum kann die schon im Unterordovizium gebildete Cincinnati-Achse gelten.

In der folgenden Niagara-Zeit (im weiteren Sinne) greift das Meer weit über. Die untere Abteilung – Clintongruppe – ist im wesentlichen noch auf den Osten (Appalachentrog und St.-Lorenz-Gebiet) beschränkt. Die Fazies ist im Osten noch sandig, im Westen schieferig. Die Fauna ist europäisch und entspricht dem höheren Valentium; wertvolle Roteisenerze sind oft den Flachseebildungen eingeschaltet. Wesentlich weiter verbreitet ist die hangende Stufe des Niagara-Kalkes im engeren Sinne oder der Louisville-Schichten (von unten nach oben: Rochester-Schiefer, Lockport-Dolomit, Guelph-Dolomit). Die großen Mächtigkeiten bleiben dem Osten vorbehalten, während im Norden, Zentrum und Westen eine verhältnismäßig dünne Kalkplatte abgelagert wird. Die beiden tieferen Abteilungen entsprechen mit ihren Riffen und den europäischen Korallen und Brachiopoden vollständig dem Wenlock Nordeuropas. Der Guelph-Dolomit enthält zahlreiche große Orthoceren und Schnecken, von Brachiopoden vor allem *Trimerella,* außerdem Leperditien und die auch in Europa bekannte Muschel *Megalomus.* Hier beginnt eine Verflachung des Meeres.

Das Obere Gotlandium oder Cayugan, im wesentlichen dem europäischen Ludlow entsprechend, ist die Zeit einer allgemeinen Regression. Die untere Salina-Gruppe beginnt mit Konglomeraten und besteht aus roten Sandsteinen mit Gips- und Steinsalzlagern. Die Fauna führt vor allem Gigantostraken. Die Oldred-Fazies beginnt hier also früher als in Europa. Die folgende Monroe-Gruppe (Cobbleskill) setzt mit einer nur lokal bekannten Sandschiefer-Folge mit „böhmischen" Mollusken ein. Weiter verbreitet ist der hangende „Waterlime" (hydraulischer Kalk oder Rondout) mit Tentaculiten, Ostracoden, Placodermen, Eurypteriden. Den Abschluß bildet der Manlius-Kalk mit spärlicher Fauna.

Im Zentrum und Westen lag in dieser Zeit schon wieder Land; die marine Verbindung ging teils nach Europa, teils nach der Arktis, wo Gotlandium von Alaska, Ellesmere-, Grinell- und Grantland bekannt ist.



Abb. 72. Das Gotlandium in Nordamerika. Nach SCHUCHERT.

Aus Nordgrönland beschrieben L. KOCH und und POULSEN ein sehr vollständiges Gotlandium; es beginnt mit Konglomeraten, darüber folgen dunkle Kalke, dann Graptolithenschiefer und wieder Kalke; vielleicht ist darin noch Oberludlow vertreten. Das Devon liegt diskordant (Kaledonische Faltung). Die Fortsetzung ist auf Nowaja Semlja zu suchen.

Im ganzen entspricht das Gotlandium einer großen Überflutung mit nachfolgender Regression; das permanente Meer lag im Osten und Norden des Festlandes. Eine jungkaledonische Faltung fehlt; dagegen ist eine intensive vulkanische Tätigkeit von Neu-Braunschweig, Maine und Gaspé bekannt.

C. Asien

Während große Teile Osteuropas im Gotlandium Festland wurden, griff südlich von Podolien das Meer ostwärts vor. Die Graptolithen-Schiefer setzen über den Balkan nach Kleinasien fort, greifen südwärts auf die arabische Tafel über und ziehen nach Zentralasien (Turkestan) weiter. Im Kaukasus und Kasakstan liegt eine kalkige Saumfazies von böhmischem Typus, die in Turkestan den Graptolithen-Schiefer überlagert. Von hier greift das Meer im Ural weit nach Norden vor; im mittleren Ural treten Graptolithen-Schiefer gegenüber der kalkig-sandigen Fazies zurück. Im Nordural und auf Nowaja Semlja besteht das Valentium aus einem Basalkonglomerat und Graptolithen-Schiefern; im Wenlock sollen glaziale Tillite auftreten; höher folgen Kalke mit reicher Ludlow-Fauna und lagunäres „Downton" mit Ostracoden. Die Ausbildung erinnert an den englischen Trog; im Gegensatz dazu liegt auf der Insel Waigatsch eine „skandinavische", kalkige Flachsee-Fazies. Da auf Spitzbergen und in Nordnorwegen Gotlandium fehlt, dürfte die Verbindung indirekt über Nordgrönland (s. oben) nach dem östlichen Nordamerika gegangen sein.

Im Gegensatz zum Ural hat das Gotlandium des sibirischen Schildes Flachseecharakter. Zwischen Jenissei und Lena liegen auf dem bunten lagunären Oberordovizium (Gips) übergreifende Kalke. Im Süden (Wiluj, Olenek) sind sie dünn und unrein, im Norden mächtiger und reiner. Auf den Neusibirischen Inseln liegen schwach gefaltete Riffkalke des Obervalentiums mit nordeuropäischer Fauna *(Halysites, Favosites, Phacops quadrilineatus, Bronteus anderssoni, Leperditia arctica, Strophomena euglypha).* Im Ludlow setzt eine Verflachung ein (sandig-tonig mit Salz). Das Meer zieht sich gegen Nordosten zurück, wo im Werchojansker Gebiet eine vollständigere und stärker gestörte Silurserie mit Riffkalken und Schiefern bekannt ist. Südlich von diesem Gebiet setzt die aus der Kirgisensteppe und dem Turkestan erwähnte, wechselvolle gotlandische Serie nach dem Balchasch-See und, in einem flacheren Golf, nach dem Altai und Salair fort. Während aber am Balchasch-See und in der Mongolei noch zahlreiche gotlandische Funde bekannt sind, treten weiter im Osten, vom Salair bis zum Baikalischen Scheitel, vorwiegend gotlandische Effusivgesteine und Tuffe auf. Das Gotlandium liegt diskordant auf Ordovizium und ist auch gefaltet und metamorph. Im Amurgebiet ist wieder eine zum Teil metamorphe, marine Folge von Schiefer, Sandsteinen und Kalk mit Korallen, *Calymene blumenbachi, Rhynchonella borealis* usw. bekannt, die wohl mit dem Werchojansker Gebiet zu verbinden ist (s. Abb. 66, S. 162).

In China ist das Meer aus dem größten, nördlichen Teil des Landes verschwunden. Erst südlich des Kuen-lun erscheinen wieder gotlandische Schiefer mit Graptolithen und auch Kalke, die nach Indochina und Birma fortsetzen. Im Himalaya-Gebiet (Spiti)

treten auch Kalke und im Hangenden Quarzite auf. Neben *Pentamerus oblongus* und kosmopolitischen Korallen sind vor allem nordamerikanische Formen bezeichnend. Es ist das jedenfalls die Fortsetzung des europäischen Mittelmeeres; ob es mit dem sibirischen Strang verbunden oder durch eine zentralasiatische Schwelle davon getrennt war, ist unbekannt. In Japan bildet sich eine randpazifische Geosynklinale aus (Chichibu), welche vermutlich über Neuguinea mit Ostaustralien in Verbindung stand.

D. Die Südkontinente

Australien. Eine takonische (oder etwas ältere) tektonische Phase ist in Australien bekannt. Die ostaustralische (tasmanische) Geosynklinale besteht weiter. Graptolithen-Schiefer treten zurück. Im Randgebiet herrschen klastische Sedimente und Kalke mit kosmopolitischer Fauna, im Zentrum Radiolarite.

Afrika. Die weite Überflutung Nordafrikas durch das gotlandische Mittelmeer wurde schon oben erwähnt. Der zentrale Teil des Kontinents war zweifellos Land, während im Süden, im Kapsystem, eine Flachwasserfolge erscheint, deren tiefste Teile vielleicht gotlandisch sind. Diskordant über Präkambrium liegt ein Konglomerat und der morphologisch überaus kennzeichnende Tafelberg-Sandstein der Kapkolonie. Es sind dunkle quarzitische Sandsteine mit Schiefertonlagen, deren höhere Teile einen Tillit-Horizont und eine unterdevonische Fauna enthalten. Der liegende Teil ohne Fossilien könnte gotlandisch sein.

Südamerika. Eine Überflutung des Amazonas-Gebietes trennt nun die alten Kerne Guyanas und Brasiliens. Die sandige Folge mit Graptolithen des Untergotlandiums erinnert an den nordamerikanischen Medina-Sandstein und an die Fazies in der Sahara bzw. in Guinea. Ein anderes Entwicklungsgebiet liegt in Südperu, Bolivien und in der Vorkordillere Argentiniens (S. Juan). Diskordant über Ordovizium folgen Scolithensandsteine, höher Sandsteine und Schiefer mit spezifischen Brachiopoden *(Clarkeia antisiensis)*, gelegentlich aber auch mit Graptolithen *(Mon. priodon)*. Es ist Obergotlandium, direkt in Unterdevon übergehend. Das erinnert an Südafrika. Dieses Meer scheint den alten Kern Brasiliens von Patagonien zu trennen (nach GERTH).

3. Gesamtbild des Gotlandiums

Fazies und Fauna sind zwar lokal stark differenziert, haben aber eine weltweite Verbreitung. Allgemein ist für die landfernen Gebiete die Graptolithen-Schiefer-Fazies kennzeichnend; aber auch die kalkige Fazies der Ufersäume und Schwellen führt eine „kosmopolitische" Fauna.

Eine fazielle Gliederung anderer Art zeichnet sich am Schluß der Formation im Zusammenhang mit der kaledonischen Gebirgsbildung ab: im seichteren Meer und auf den herausgehobenen Schelfteilen lagern sich die terrigenen bunten Serien des „Downton" ab, deren primitive Pflanzen und Fische zum devonischen Old red überleiten. In manchen Gebieten findet in abgeschnürten Beckenteilen sogar eine Salzausscheidung

statt (Nordamerika, Sibirien). Entsprechend ist eine Lücke zwischen Gotlandium und Devon überaus weit verbreitet. Ein anderer Typus zeigt sich in den Gebieten, welche am Ende des Gotlandiums unter dem Meeresspiegel blieben (Mittelmeer, Böhmen). Hier ist das oberste Gotlandium kalkig und geht ohne deutliche Grenze in das ebenfalls kalkige Unterdevon über. Faunistisch ist das Auftreten sehr zahlreicher Gastropoden und Muscheln bemerkenswert. Faziell handelt es sich auch um einen Übergang der tieferen, tonigen Graptolithenfazies in die Riffkalkfazies der Schwellen und Ufersäume; es sind das wohl Randbildungen der großen persistierenden Becken. Neben dem europäischen Mittelmeergebiet ist dieser Typus im Osten bis in den Ural, im Westen bis ins östliche Nordamerika bekannt.

Die allgemeine Meeresverbreitung ist kaum geringer als im Ordovizium, die Anordnung aber oft anders. So stehen einer Regression in Osteuropa, in Zentralasien, in China deutlich transgressive Tendenzen in Westeuropa, zum Teil auch in Nordamerika, gegenüber. In Europa fällt eine mehr meridionale Erstreckung gegenüber der mehr äquatorialen des Ordoviziums auf, neben der aber, z. B. im Baltikum, auch eine NO-SW streichende Undation, parallel der kaledonischen Faltenwelle, sichtbar ist. Diese Wandlung ist eine Folge der frühgotlandischen (takonischen) Bodenbewegungen. Die Nordkontinente zeigen daher folgenden Rhythmus: regressive Tendenzen zu Beginn des Gotlandiums, Transgression im Obervalentium und Wenlock (Niagara-Zeit in Amerika), Regression beginnend mit dem Ludlow. Am südlichen Mittelmeersaum (Amazonas, Nordafrika, Arabien, Australien) beginnt die Transgression dagegen im Untergotlandium, im Süden Südamerikas und Afrikas im Obergotlandium. Der Rhythmus ist also verschieden und gegenüber der vorwaltenden Transgressionstendenz im Ordovizium hat das Gotlandium mehr den Charakter einer „Wechselphase".

Der Vulkanismus ist im Gotlandium zunächst schwächer als im Ordovizium, dabei aber nicht nur an die kaledonische Geosynklinale gebunden. Im Valentium Englands und Irlands treten andesitische und rhyolithische Tuffe auf. Saure Gesteine (Porphyroide, Rhyolithe) sind im Untergotlandium von Brabant verbreitet, basische (Diabase und Schalsteine) in der Stufe $e\alpha$ Böhmens. Außerhalb Europas sind gotlandische Eruptivgesteine in den nördlichen Randgebieten des zentralasiatischen Scheitels häufig. Auf die jüngeren Begleitgesteine der kaledonischen Faltung kommen wir gleich zurück.

K l i m a t i s c h läßt sich über das Gotlandium wenig aussagen. Die Klimagürtel sind indessen weniger deutlich ausgeprägt als in den liegenden Formationen, und die weite Verbreitung der Riffkalke bei fast fehlenden Vereisungsspuren könnte im Sinne einer Klimaverbesserung gedeutet werden. Spuren eines Trockenklimas sind in dem oberen Teil der Formation weit verbreitet (bunte Sandsteine, Gips- und Salzlager usw.), doch ist gegenwärtig noch eine Einordnung derselben in Trockengürtel kaum möglich. Man muß berücksichtigen, daß die ersten Ansätze einer Landflora sich eben zu Ende des Gotlandiums zeigen und hier wohl vor allem an die ufernahen Gebiete gebunden sind. Infolge des Fehlens der Vegetation haben daher die meisten Kontinentalgebiete dieser älteren Zeit eine vorwaltende physikalische Verwitterung und damit trockenklimatischen Charakter besessen.

Tabelle IV · Die Gliederung des Gotlandiums

Zone	Stufe	England		Oslo	Schweden	Gotland	Estnisches Gebiet		Thüringen	Böhmen	Nordamerika	
Hangendes:		Temeside-Gruppe Ludlowbonebed		? ↑	? ↑	? ↑	? ↑		Tentakuliten-Kalk	Konjeprus-Kalk	Helderberg-St.	
37	Ober-Ludlow	Whitcliffe flags = Kirkby-Moorfl.	Downton	10	Ramsåsa-Sd.	Burgswik-Oolith. Burgswik-Sdst.	K_4-Ohesaare-Zone	Obere Oesel-Eurypterus-Schichten	Obere Alaunschiefer	eγ3 eγ2 eγ1 Kalk v. Lochkov	Manlius-Kalk	
36	Mittelludlow	Bannisdale-Schiefer	Ober-Salopian		Kalke mit *Spir. elevatus, Chon. str.*	Eke-Mergel	K_3-Kaugatoma-Z.		Kalk v. Elbersreuth		Rondout (Waterlime)	Cayugan
35 34 33 32	Unterludlow	Coniston grit		9	*colonus*-Schiefer	Hemse-Gr. Klinteberg-K. Mulde-Mergel	K_2-Illionia-Z. K_1-Plattendolomit		Ocker-Kalk	eβ Kalk von Budnany	Cobbleskill-Gr. Salina-Gr. Konglomerat	
31 30 29 28 27 26	Wenlock	Coniston flags Wenlock-Kalk Wenlock-Schiefer Woolhope-Kalk	Unter-Salopian	8	Cyrtograptus-Schiefer	Slite-Gr. Tofta-Mergel Högklint-Kalk	I_2-Iaani-K. I_1-Iaani-Mergel	Untere Oesel-Schichten		Diabas eα3-*Mon. dubius*-Schiefer	Guelph-Dol. Lockport-D. Rochester-Schiefer	Louisville-Schiefer NIAGARAN
25 24 23 22 21	Obervalentium	Gala-Tarannon	Stockdale-Schiefer	7	Rastrites-Schiefer	Visby-Mergel	H Adafer St. G_3 Raikküll-St. G_2 Tamsal-St.		Untere Alaun-Schiefer	eα2-*Mon. priodon*-Schiefer	Clinton-Gruppe	
20 19 18 17 16	Untervalentium	Llandovery Birkhill-Schiefer (S. Schottland)		6	*Leptaena*-Kalk = Brachiopod.-Sch.	Lücke	G_1 Jörden-St. F_2 Borkholm-St.		Kiesel-Schiefer ? Lücke	eα Diplograptus-Schiefer = Zelkovice-Schiefer Lücke	Medina-Sdst. Oneida-Konglomerat Lücke	Oswegan
Liegendes:		Ashgill		5	*Tretaspis*-Sch.		F_1 Lyckholm-St.		Lederschiefer	Quarzit v. Kosov dζ2	Richmond	

4. Die kaledonische Tektogenese

Zum ersten Male seit dem oberen Algonkium begegnet man im zweiten Teil des Altpaläozoikums einem weltumspannenden tektogenetischen, d. h. gefügeumprägenden Prozeß, der genauer datiert ist und auch in seiner räumlichen Gestaltungsart wenigstens abschnittsweise erfaßt werden kann. Bei den vorkambrischen Tektogenesen fehlt die biostratigraphische Bezogenheit und die Möglichkeit einer vollständigen Analyse, da von jenen tektonischen Bauten meist nur die Wurzeln erhalten sind. Die kaledonische Faltung verteilt sich auf mehrere Teilprozesse, die regional verschiedene Intensität und Bedeutung haben.

Die stärkeren Bewegungen beginnen schon im Oberkambrium; die Beziehungen zwischen der frühoberkambrischen Salair-Phase (Spanien, Nordamerika, Sibirien), der spätkambrischen sardischen Phase (Sardinien, Sudeten, Polen) und der Präarenig- (= Trysil-)Phase (Wales, Norwegen) sind zwar noch nicht restlos klar, aber die Intensität dieser Gebirgsbildung ist bisher unterschätzt worden. Nach KEGEL ist sie für den Westen und Süden des Rheinischen Schiefergebirges bedeutsam.

Schwache Bewegungen sind aus dem höheren Ordovizium Norwegens (Trondhjem- und Ekne-Phase), stärkere aus der gleichen Zeit in Australien bekannt.

Wichtig ist ferner die takonische Phase zwischen Ordovizium und Gotlandium. Im östlichen Nordamerika (Appalachen-Trog) ist es die Hauptphase, desgleichen in Ostgrönland und auf Spitzbergen. In Europa hat sie nur in Schottland und Lappland beträchtliche Intensität, ist aber weithin durch schwächere Diskordanzen oder Sedimentationslücken angedeutet, so z. B. im Ostteil des Rheinischen Schiefergebirges. Etwas stärker ist diese Phase in Zentralasien ausgeprägt. Dagegen ist eine vorgotlandische Phase in den Südkontinenten wahrscheinlich, wenn auch nicht durchweg genau datierbar (Benambra-Orogenese Australiens).

Die jungkaledonischen Bewegungen fanden in der ardennischen und erischen Phase statt, deren Trennung infolge unsicherer stratigraphischer Definition des Downton (s. oben) neuerdings zweifelhaft geworden ist. Das klassische Gebiet ihrer Verbreitung

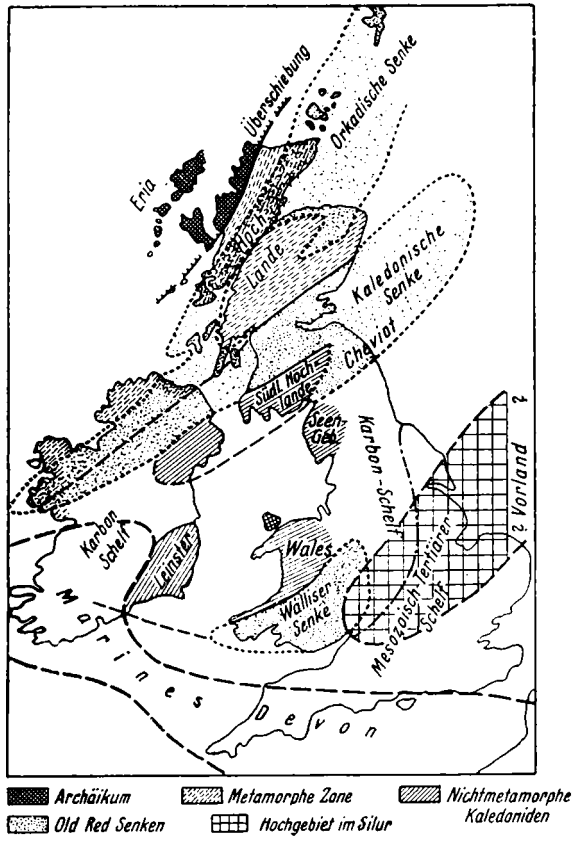


Abb. 73. Der kaledonische Bau Großbritanniens. Gebiete mit jüngerer Decke sind weiß gelassen. Nach v. BUBNOFF, 1930.

sind England, Brabant, Norwegen. Ferner ist es die Hauptfaltung in Südsibirien, vermutlich auch in Alaska und im pazifischen Nordamerika. Sie tritt auch in Nordgrönland, im Ural und am Nordsaum des afrikanischen Blockes (Sahariden) auf.

Schließlich sei erwähnt, daß am Ende des Unterdevons in England und Norwegen noch intensive Bewegungen stattfanden (orkadische Phase). Auch aus dem Rheinischen Schiefergebirge sind solche bekannt.

Wenn auch durch Winkeldiskordanzen belegte stärkere Bewegungen nicht überall auftreten, so sind doch die durch sie bedingten Lücken der Sedimentation wesentlich weiter verbreitet.

Was die räumliche Verbreitung angeht, so ist die Beziehung der kaledonischen Tektogenese zu Geosynklinalen, d. h. zu langen schmalen Trögen mit mächtigen Sedimenten von unruhigem und mit Vulkanismus verknüpftem Typus meist sehr deutlich. In Europa gehört dazu der namengebende Streifen, welcher mit NNO-SSW-Streichen das Norwegische Hochgebirge, Schottland und große Teile Englands und Irlands umfaßt.

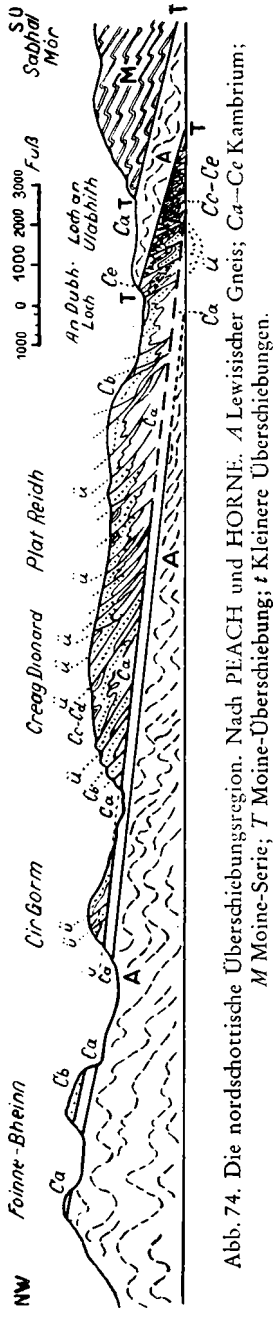


Abb. 74. Die nordschottische Überschiebungsregion. Nach PEACH und HORNE. *A* Lewisischer Gneis; *Ca–Ce* Kambrium; *M* Moine-Serie; *T* Moine-Überschiebung; *t* Kleinere Überschiebungen.

Die Verhältnisse sind keineswegs einheitlich. In Großbritannien ist der bewegte Streifen breit und zeigt zonare Gliederung (Abb. 73). Im Nordwesten liegt die Vorlandzone der Hebriden mit einem Sockel von lewisischem Gneis und flach auflagernder Decke von Torridonsandstein, Kambrium und Ordovizium (Abb. 74). In großen, nach NW gerichteten Überschiebungen ist auf diese der Komplex der Hochlande aufgeschoben, in dem B a i l e y metamorphe und granitisierte Sedimente des Algonkium (Moine-Gneis) und Eokambrium (Dalradian) vermutet. Innerhalb dieses „Metamorphiden-Streifens" kehrt sich die Bewegung um. Am Südrande der Hochlande soll das metamorphe Dalradian in mehreren Decken nach SO überschoben liegen. Diese Faltung könnte altkaledonisch (takonisch) sein. Damit kommt man in die breite Außenzone (Externiden) der südlichen Hochlande, des Seengebietes und von Wales. Die Faltung ist hier weniger intensiv, die Metamorphose des mächtigen Kambrosilurs gering, das Alter der Bewegung jungkaledonisch. Am Außensaum in Südwales zeigt sich eine Randsenke mit grobklastischen Sedimenten des Unterdevons.

In Norwegen sind die nördlichen, zentralen Zonen nicht sichtbar (vielleicht im Skandik versenkt). Hier bestand (Abb. 75) im Altpaläozoikum ein tiefer Trog (Faltungsgraben), dessen stark mit basischen Vulkaniten durchsetzter Sedimentinhalt vorwiegend nach Südosten ausgepreßt und auf das flach lagernde Kambrosilur des Baltischen Schildes (östliche Fazies) kilometerweit auf-

geschoben wurde. Dabei ist dieser Sedimentinhalt hochmetamorph (westliche Fazies der Âregneise und Seveschiefer) und von Tiefengesteinen durchsetzt, welche dem einheitlichen granodioritischen Opdalit-Trondhjemitstamm angehören; die Intrusion beginnt schon während der Faltung mit basischen Gesteinen (Gabbro), und endet nach Abschluß derselben mit sauren Graniten (Trondhjemiten). Ein äußerer, nicht metamorpher Streifen mit Schuppenbildung (Externiden) ist in Jämtland bekannt. Die Faltung scheint im wesentlichen jungkaledonisch zu sein[1]).

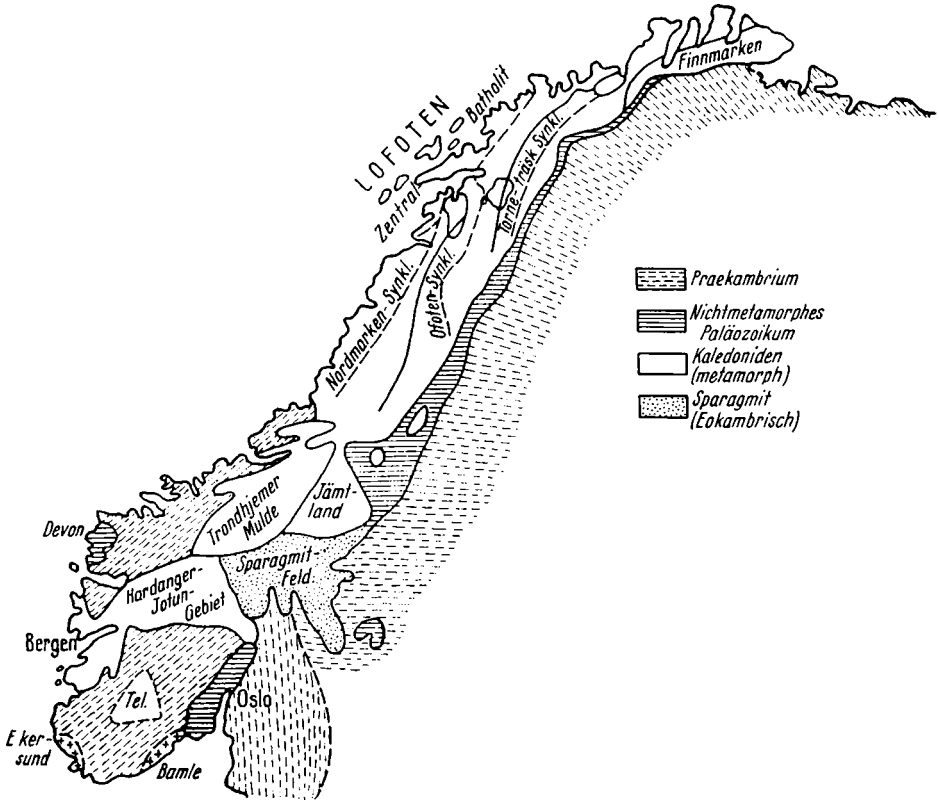


Abb. 75. Die Gliederung der norwegischen Kaledoniden. Aus v. BUBNOFF, 1930.

Die metamorphe ältere Zone Nordschottlands hat Beziehungen zu Nordamerika (Appalachen-Trog) und Ostgrönland (Eleonore-Bay-Formation). In beiden Gebieten handelt es sich um NO-SW bis N-S streichende Serien von hochmetamorphem, zum Teil granitisiertem Eokambrium, Kambrium und Ordovizium, die westwärts auf den Kanadischen bzw. Grönländischen Schild aufgeschoben sind. Schwieriger zu deuten

[1]) Eine Verbindung zwischen den englischen und norwegischen Kaledoniden ist nicht unbedingt sicher; die N-S streichenden Bergenbögen Westnorwegens könnten nach Mitteleuropa fortsetzen (s. unten).

sind die analogen Falten der Fischerhalbinsel von Kola, der Hekla-Hoek-Formation Spitzbergens und die anscheinend jüngeren Falten Nordgrönlands. Der jungkaledonische Faltenstrang Nordeuropas scheint in Lappland auszuklingen; die übrigen Stränge sind vielleicht am ehesten als takonische Saumfalten des alten Kanadisch-Grönländischen und Baltischen Schildes zu betrachten (Abb. 78).

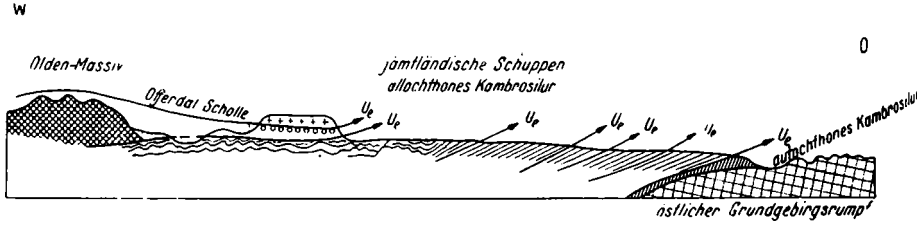


Abb. 76. Profil durch die Überschiebungsdecken in Jämtland. Nach B. ASKLUND, 1939.

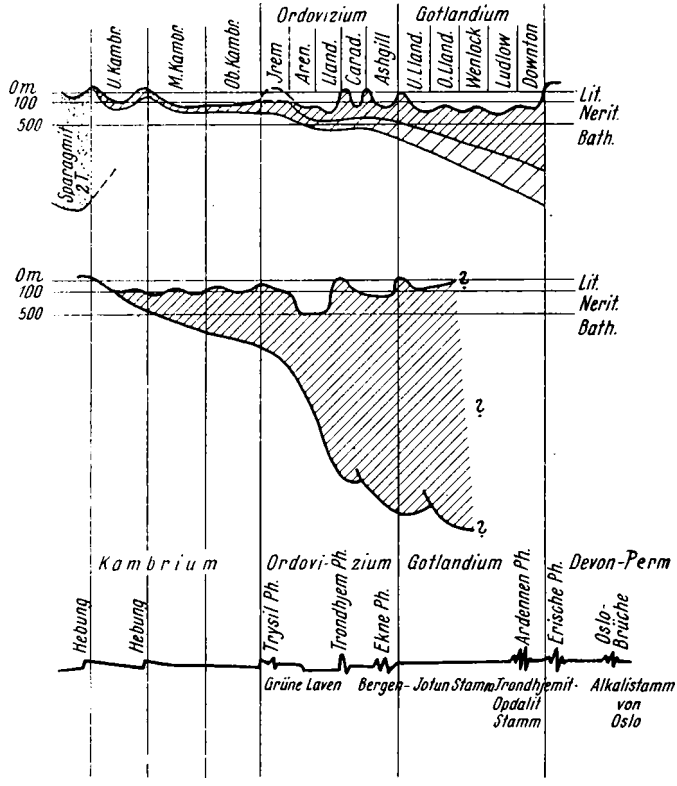


Abb. 77. Entwicklungskurven der Kaledoniden Norwegens. Nach v. BUBNOFF, 1930. Oben: Epirogenese bei Oslo (Vorland); Mitte: desgleichen bei Trondhjem (Geosynklinale); unten: Tektogenetische Phasen.

Ein ähnlicher Saum von kaledonischen Falten begleitet auch den alten Schild Sibiriens. Insbesondere zieht ein breiter Faltenstrang durch Zentralasien; von Kasakstan ist er über Tjan Shan und Altai zum Baikalsee nach Osten zu verfolgen, biegt an der Angara im Sinne des alten Scheitels am Baikalsee nach Osten und Nordosten und setzt vermutlich im Werchojansk-Gebirge fort. Die Bewegung begann an der Peripherie des Bogens schon in altkaledonischer Zeit und schritt später gegen Norden vor, so daß die randlichen Teile der Sibirischen Tafel (an der Lena, Angara, Tunguska) auch mitgefaltet sind. Die im Süden starke Metamorphose nimmt gegen den Sibirischen Schild ab, desgleichen die Intensität der Bewegung.

Ein nordsibirischer Faltenstrang dürfte sich nach KOSSMAT über Alaska nach dem pazifischen Nordamerika fortgesetzt haben, wo Diskordanzen zwischen Silur und Devon mehrfach festgestellt wurden.

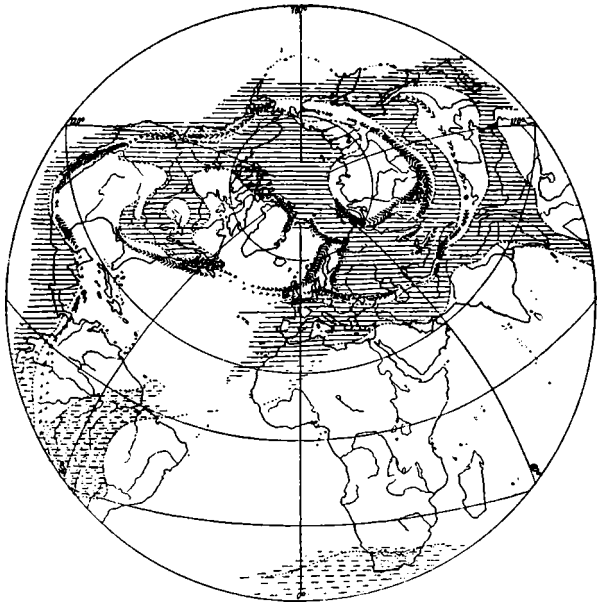


Abb. 78. Die kaledonischen Faltenstränge (schraffiert) und die Hauptmeere der Devonzeit. Nach KOSSMAT, 1936. *Horizontale Linien* Meer; *Punkte* Altrotsandstein; *Striche und feine Punkte* unterdevonische Meere der Südhalbkugel (Regression im Mitteldevon).

Außerhalb dieser Hauptstränge sind in Europa kaledonische Bewegungen einwandfrei in Brabant (Ardennische Phase), im Harz (jungkaledonisch), in der Lausitz, in den Sudeten und in Polen (sardisch und jungkaledonisch) nachgewiesen. Die Verknüpfung ist noch unsicher. In den Sudeten umfließen die altkaledonischen Falten mit beträchtlicher Metamorphose und konkordanten Intrusionen von Gneisgranit den alten Eulengebirgsblock. In der Lausitz bestand vorkaledonisch ein tiefer Trog; die jungkaledonischen Falten streichen O—W und scheinen nach NNW abzuschwenken; vielleicht gehört der NO-Harz dazu, und die weitere Fortsetzung könnte in den Bergenbögen Norwegens zu suchen sein.

In den westlichen Teilen der deutschen Mittelgebirge ist eine kaledonische Faltung bisher nicht sicher erwiesen, aber auch nicht unbedingt widerlegt.

Im ganzen kann man mit KOSSMAT annehmen, daß eine Zone intensiverer kaledonischer Bewegungen die drei nördlichen alten Kontinentalkerne umgibt, aber auch zwi-

schen dieselben trennend eingreift (Abb. 78). So liegen die Kaledoniden Nordeuropas zwischen dem Kanadisch-Grönländischen und Baltischen Schild, eine noch fragliche westsibirische Faltenzone zwischen dem letzten und dem Sibirischen Schild, die Falten von Kola, Spitzbergen, Nordgrönland zwischen dem Kanadischen und Sibirischen Schild.

Im Mittelmeergebiet fehlt die jungkaledonische Faltung, hier liegt Devon meist konkordant auf Silur. Erst am Nordsaum der Südkontinente erscheinen wieder intensivere Bewegungen. Am bekanntesten sind die (wohl jungkaledonischen) Sahariden Afrikas, N-S streichende Randfalten der Zentralafrikanischen Masse (Südmarokko und französischer Sudan). Die gleiche Stellung haben kaledonische Diskordanzen in Südasien (Burma) und die alt- und jungkaledonischen Falten Zentralaustraliens, welche gegen einen westlichen archäischen Block gepreßt wurden.

Einer jedenfalls ganz anderen Faltenzone gehört das Kapgebirge Südafrikas an. Die Diskordanz liegt hier unter dem Tafelbergsandstein, der vielleicht dem Obergotlandium angehört; sie könnte also takonisch sein, aber das Alter der liegenden Waterberg-Folge ist noch unsicher, so daß auch andere Phasen möglich wären.

Ähnlich verhält es sich mit Südamerika, wo nach GERTH im Kordilleren-Gebiet eine kaledonische Faltung möglich wäre, die aber takonisch oder noch älter sein müßte. Zur Zeit läßt sich nur sagen, daß der Rhythmus der Südkontinente anders war als im Norden und daß ihnen ein so deutlicher Bewegungssaum wie im Norden fehlt. Er fehlt auch zwischen den Kernen Afrikas, Brasiliens, Indiens und Australiens, die wohl damals zusammenhingen.

X. SCHRIFTTUM SILUR

Ordovizium und Gotlandium

BARROIS, CH., Mémoire sur la distribution des Graptolites en France. — Ann. soc. géol. Nord, 20, 1892.

BASSLER, RAY, S., Bibliographic index of American Ordovician and Silurian fossils. Bd. 1 und 2, U. S. Nat. Mus. Bull. 92. Washington 1915.

BEYER, K., Der Plettenberger Bänderschiefer, das älteste Ordovizium im Rechtsrheinischen Schiefergebirge. — Jahresb. Reichsst. f. Bodenf. 61, 1941.

—, Zur Stratigraphie des obersten Gotlandiums in Mitteleuropa. — Mitteil. a. d. Geol.-Pal. Inst. d. Univ. Greifswald, N. F. 14, 1951/52.

BEKKER, H., The Kukkers stage of the Ordovician rocks of NE Estonia. — Dorpat 1921.

BLAYAC, J., & BÖHM, R., Notable extension de l'Ordovicien dans la partie orientale de la Montagne Noire. — CR. Ac. d. Sc. Paris, 1934.

BORN, A., Die *Calymene tristani*-Stufe bei Almaden. — Abh. Senckenb. Naturf. Ges., 36, Frankfurt a. M. 1916.

BOUČEK, S., Silur (s. l.). — Geolog. Jahresberichte, Bd. I, A, 1938 und Bd. III, A, 1941.

BRÖGGER, W. C., Die Euloma-Niobe-Fauna. — Nyt magaz. f. Naturvid., 36, 1896.

DAHLGRÜN, F., ERDMANNSDÖRFER, O., & SCHRIEL, W., Geolog. Führer durch den Harz, I und II. — Berlin 1925.

ELLES, G. L., und WOOD, E. M. R., A monograph of British graptolites. — London, Palaeontogr. Soc., 1901 bis 1918.

ELLES, G. L., The characteristic assemblages of the graptolite zones of the British Isles. — Geol. Mag., 62, 1928.

—, The classification of the Ordovician rocks. — Geol. Mag., 74, 1937.

GORTANI, M., La serie paleozoica nelle Alpi carniche e nella Sardegna. — Comptes rendus 14. Congr. intern. géol. 1926. Madrid 1927.

GOSSELET, BARROIS, LERICHE, CREPIN, PRUVOST & DUBOIS, Description de la faune siluro-dévonienne de Liévin. — Mém. soc. géol. du Nord, 6, 2, 1922.

GRABAU, A., Palaeontologia Sinica I, 1, Ordovician fossils from N. China. — Peking 1922.

GRABERT, H., Die stratigraphische Stellung der Wernigeröder Schichten. — Zeit. dtsch. Geol. Ges. 101, 1949.

GROSS, W., Die Agnathen und Acanthodier des obersilurischen Beyrichienkalkes. — Palaeontogr. XCVI, A, 1947.

HEDE, J. E., Skånes Colonusskiffer. — Medd. fr. Lunds Geol. Fältklubb. B., Nr. 9. Lund 1915.

—, Gotlands silurstratigrafi. — Sver. geol. Unders. C., 305. Stockholm 1921.

HERITSCH, F., Die karnischen Alpen. — Graz 1936.

—, Das Silur von Böhmen. — Geol. Rundschau, 19, 1928.

—, Zur Stratigraphie des Silurs der Karnischen Alpen. — Zeitschr. D. Geol. Ges., 80, Monatsb 8 bis 10, 1928.

—, The Graptolitic Faunas of the Gotlandian in the Eastern Alps and their Relationships. — Geolog. Mag., 71, 1934.

—, Zur Stratigraphie des Gotlandiums der Karnischen Alpen. — Zentr. f. Min. usw., 1936.

HOLTEDAHL, O., Studien über die Etage 4 des Norweg. Silursystems beim Mjösensee. — Oslo, Vidensk.-Selsk. Skr., 1909, Nr. 7.

JONES, O. T., The Valentian Series. Quart. Journ. Geol. Soc. London, 77, 1921.
–, The lower paleozoic rocks of Britain. — Report XVI. Intern. Geol. Congr. Washington 1933 (1935). Daselbst wichtigstes Schrifttum über das englische Silur.
KEGEL, W., Über obersilurische Trilobiten aus dem Harz und dem Rhein. Schiefergebirge. – Jb. preuß. Geol. L., 48, 1927.
KETTNER, R., & BOUČEK, B., Tableaux synoptiques des Formations du Barrandien. – Trav. Inst. de Geol. et de Pal. Univ. Charles. Prag 1936.
KIAER, J., Faunist. Übers. der Etage 5 des norweg. Silurs. — München 1897.
–, Das Obersilur im Kristiania-Gebiet. Videnskr.-Selskabet i Christiana, 1908.
KOBAYASHI, T., The natural boundary between the Cambrian and Ordovician system. – Rep. 16. Sess. Intern. Geol. Congr. 1933. Washington (1936).
LAMANSKY, W., Die ältesten silurischen Schichten Rußlands. — Mém. com. géol. St. Petersbourg, 1905.
LERICHE, M., La limite entre le Silurien et le Dévonien. — Bull. soc. belge de Géol., 32, 1923.
LINNARSSON, J. G. O., Die Siluretagen 2 und 3 im Kristianiagebiete, 1882.
LUHA, A., Über Ergebnisse stratigraphischer Untersuchungen im Gebiete der Ösel-Schichten in Eesti. — Public. of the geol. Inst. of the Univ. of Tartu, 22, 1930.
MENCHIKOFF, N., La série primaire de la Sahoura et des Chaines d'Ougarta. — Bull. serv. carte géol. Algérie, 1933.
MÜNCH, A., Die Graptolithen aus dem anstehenden Gotlandium Deutschlands und der Tschechoslowakei. — Geologica 7, Berlin 1952.
MURCHISON, R. I., The silurian system. — London 1839.
PEACH & HORNE, The silurian rocks of Scotland. — Mem. Geol. Surv. Great. Brit., 1899.
PRIBYL, A., Bibliographic index of Bohemian silurian Graptolites. — Knihovna Stat. Geol. Ust., CSR, 22, Praha 1948.
RICHTER, R., Die Herscheider Schiefer. — Senckenbergiana 19, 1937.
RUEDEMANN, R., Graptolite zones of the Ordovician. — New York State Museum, Bulletin 227, 228, 1921.
SAMSONOWICZ, J., Sur la stratigraphie du Cambrien et de l'Ordovicien dans la partie orientale des Montagnes de St. Croix. — Spraw. Inst. Géol. Pol., I, 1, 1920.
SCHRIEL, W., Geologie des Harzes. — Hannover 1954.
SIEMIRADSKI, J. v., Die palaeozoischen Gebiete Podoliens. — Beitr. z. Geol. u. Pal. Österr.-Ung. u. d. Orients, 19, 1906.
TEICHERT, C., Stratigraphische und palaeontologische Untersuchungen im unt. Gotlandium des westl. Estland. — N. Jahrb. f. Min. usw., B.-Bd. 60, A, 1928.
–, Die Cephalopodenfauna der Lyckholm-Stufe des Ostbaltikums. — Paläont. Zeitschr. 12, 1930.
TERMIER, H., Etudes géologiques sur le Maroc Central et l'Atlas septentrional. — Protect. Rép. franc. Maroc. Serv. min. carte géol., Nr. 33. Rabat 1936.
TROEDSSON, G., Om Skånes Brachiopodenskiffer. — Lunds Univ. Årsskrift, N. F., 15, 3, 1918.
–, The Ordovician-Silurian boundary in Europe. — Rep. 16. Sess. Intern. Geol. Congr. Washington 1936.
VASCAUTZANU, TH., Les Formations siluriennes de la rive roumaine du Dniester. — Ann. Inst. géol. Roman., 15, 1931, Bukarest.
WEDEKIND, R., & TRIPP, K., Die Korallenriffe Gotlands. — Centralbl. f. Min. etc. 1930.
WENJUKOV, P., Die Fauna der silurischen Ablagerungen des Gouv. Podolien. — Mater. z. Geol. Rußlands, 19, 1899.
WESTERGÅRD, A., Studier öfver Dictyograptusskiffern. — Meddel. fran Lunds geol. Fältklubb, 1909.

Siehe auch: I. Allgemeines Verzeichnis: 2. Lehrbücher: BORISSJAK, BORN in SALOMON, HAUG, RAMSAY, PJRSSON und SCHUCHERT. — 4. NEAVERSON, WEDEKIND. – 5. Handbücher: FRECH und RÖMER, GÜRICH, LAMOUCHE. — 6. Regional: v. BUBNOFF, I und II, 1; EVANS; Handbuch der region. Geol.: 13 (Fennoskandia), 7. (Spanien), 11. (Verein. Staaten), 28 (Baltikum); OBRUTSCHEFF; GRABAU; MURCHISON. – IX.: ANGELIN, ASKLUND, BARRANDE, KOBAYASHI, MOBERG, SCHMIDT.

Schrifttum kaledonische Gebirgsbildung

ASKLUND, B., Hauptzüge der Tektonik und Stratigraphie der mittleren Kaledoniden in Schweden. Sver. geol. Unders., Ser. C, 417, 1938.

BAILEY, E. B., & HOLTEDAHL, O., Northwestern Europe Caledonides Region. — Geol. d. Erde, 2. II, 1938.

BEDERKE, E., Das skandinavische Hochgebirgsproblem im Lichte der neueren petrographisch-tektonischen Forschung. — Geol. Rundschau, 15, 1924.

–, Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. — Fortschr. d. Geol. 7, 1924.

BORN, A., Zur Kenntnis des kaledonischen Gebirges. — Geol. Rundschau, 14, 1923.

BUBNOFF, S. v., Geologie von Europa. — Kaledoniden und Varisciden. Bd. II, 1, 1930.

FRODIN, G., Über die Geologie der zentralschwedischen Hochgebirge. — Bull. geol. Inst. Uppsala, 18, 1922.

JONES, O. TH., On the evolution of a geosyncline. — Quart. Journal of the Geol. Soc. London, XCIV, 1938.

STILLE, H., Die kaledonische Faltung Mitteleuropas im Bilde der gesamteuropäischen. — Zeitschr. D. Geol. Ges. 100, 1948.

SUESS, F. E., Der Bau der Kaledoniden und die Schollendrift des Atlantik. — Fortschr. Geol. und Pal., 44, 1939.

TÖRNEBOHM, A. E., Über die große Überschiebung im skandinavischen Hochgebirge. — C. R. IX. Congr. geol. intern., 1903.

Außerdem: I. 2. RAMSAY; PIRSSON & SCHUCHERT. 6. EVANS; Handb. d. reg. Geol.: 11. (Ver. St.), 13. (Fennoskandia); KOCH; KOSSMAT; LEUCHS 1935 bis 1937; OBRUTSCHEFF; SCHUCHERT. V. STILLE. XI. KEGEL 1948.

XI. DEVON

Der Name Devon (nach der Grafschaft Devonshire) wurde 1839 von MURCHISON und SEDGWICK eingeführt, nachdem LONSDALE 1837 zeigte, daß die in Devonshire unter der Steinkohlenformation liegenden Kalke, Grauwacken und Schiefer nicht, wie man annahm, kambrisch, sondern nachsilurisch sind. In Deutschland haben BEYRICH, die Brüder SANDBERGER und FERD. ROEMER die Gliederung und Abgrenzung begründet.

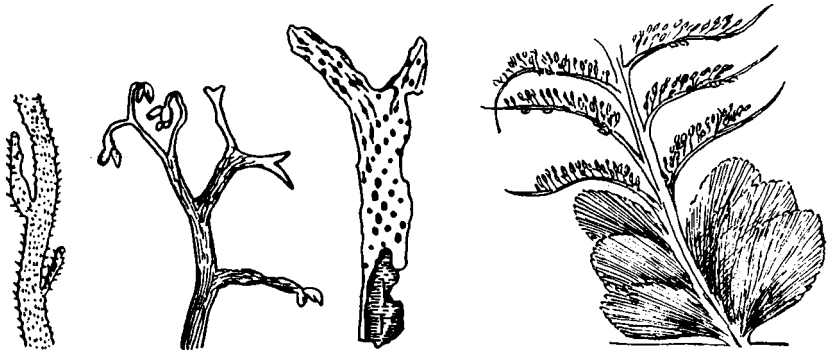


Abb. 79. Devonische Pflanzen. *a Psilophyton; b* desgleichen mit Sporangien (nach GOTHAN); *c Cyclostigma* (nach DAHLGRÜN-SCHRIEL, Harzführer); *d Archaeopteris* (nach GOTHAN)

Die kaledonische Faltung hat das paläogeographische Weltbild weitgehend umgestaltet; insbesondere wurden die Kontinentalkerne herausgehoben und durch Angliederung der gefalteten Zonen erweitert. Dadurch war zum erstenmal die Möglichkeit zur Entwicklung einer kontinentalen Lebensgemeinschaft gegeben, die im Ludlow beginnt und durch primitive Pflanzen und Wirbeltiere ausgezeichnet ist. Die marine Fazies ist stark differenziert, die einzelnen Faziestypen sind aber weltweit verbreitet.

1. Fauna und Biostratigraphie

Kontinentale Fazies. Floristisch lassen sich im Devon zwei Gemeinschaften unterscheiden. Die ältere *Psilophyton*-Flora (Unterdevon – Mitteldevon) besteht meist aus primitiven, größtenteils blattlosen Formen von einfachen Pteridophyten mit differen-

zierten Leitbündeln. Zahlreiche Formen sind mit dornigen Anhängen versehen, die sich allmählich zu einer Art Blättchen entwickeln und die Assimilationsfläche in Anpassung an das Luftleben vergrößern (79 a, b). Eigentliche Blätter erscheinen im Mitteldevon in der sogenannten *Hyenia-Flora,* welche als Vorläufer der Equisetales anzusehen ist. Die wirtelige Blattstellung ist bezeichnend. Zusammengeschwemmte (flutende) Psilophytales bilden in der Eifel kleine Kohlenflözchen. Diese *Taeniocrada* wurde früher als *Haliserites* den Algen zugerechnet.

Die jüngere Archaeopteris-Cyclostigmen-Flora leitet zum Karbon über. Cyclostigmen sind Steinkerne und Abdrücke von baumförmigen Bärlappgewächsen mit Sekundärholzkörpern, auf deren gestreifter Oberfläche ± regelmäßig gestellte runde Blattpolster erkennbar sind. Mit ihnen zusammen erscheinen die ersten Farne, insbesondere *Archaeopteris,* große Blätter mit primitiver, fächerförmiger Nervatur (Abb. 79c und d).

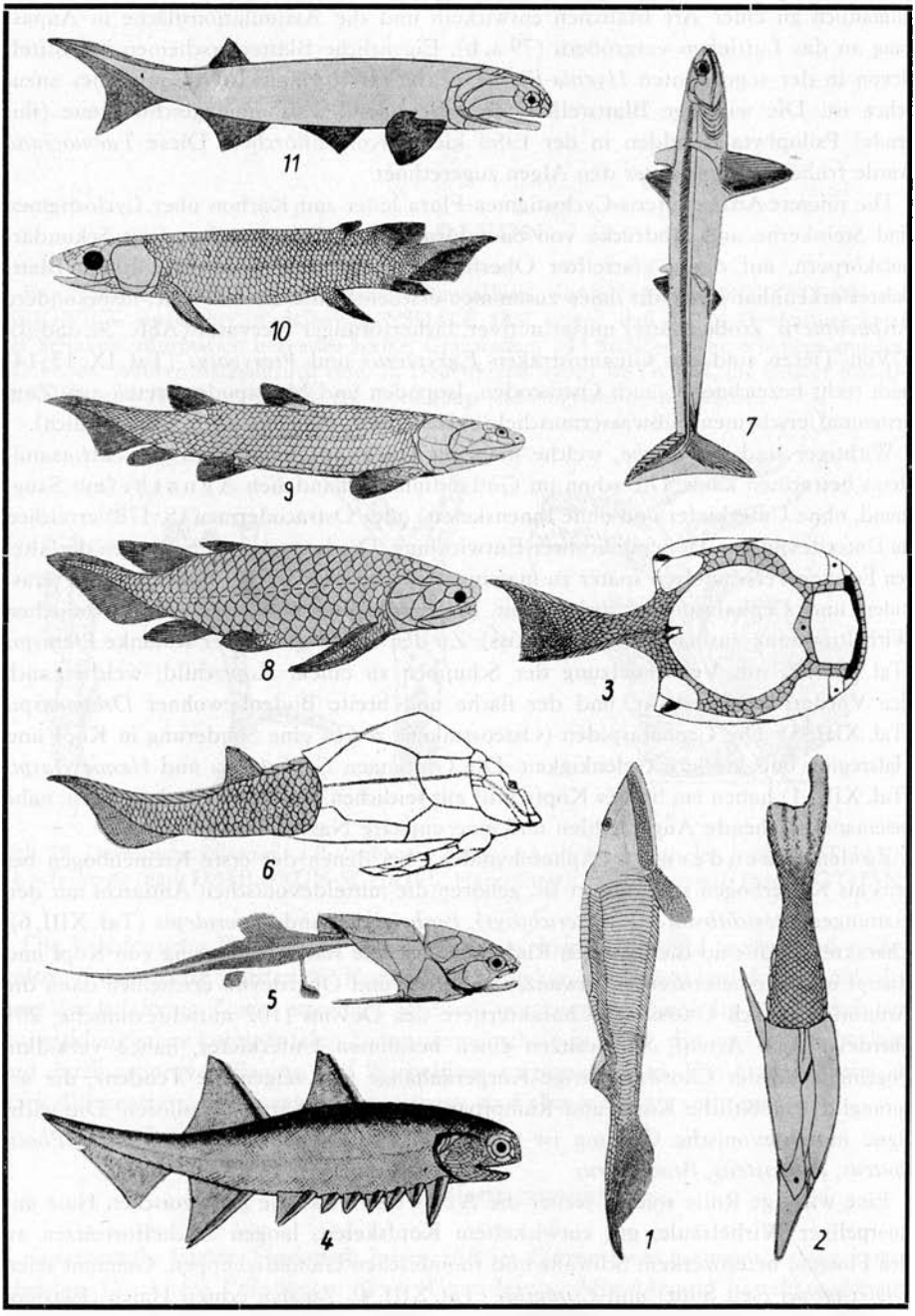
Von Tieren sind die Gigantostraken *Eurypterus* und *Pterygotus* (Taf. IX, 13, 14) noch recht bezeichnend; auch Ostracoden, Isopoden und Myriapoden treten auf. Zum erstenmal erscheinen Süßwassermuscheln *(Amnigenia,* dem heutigen *Unio* ähnlich).

Wichtiger sind die *Fische,* welche man mit Gross als Leitformen des Altrotsandsteins betrachten kann. Die schon im Gotlandium vorhandenen Agnathi (mit Saugmund, ohne Unterkiefer und ohne Innenskelett) oder Ostracodermen (S. 178) erreichen im Unterdevon den Höhepunkt ihrer Entwicklung. Die bestachelten Schuppen der älteren Formen verschmelzen später zu massiven Knochenplatten. Wichtig sind die Pteraspiden und Cephalaspiden, welche mit 191 Arten über 60% der unterdevonischen Wirbeltierfauna ausmachen (nach Gross). Zu den ersten gehört der schlanke *Pteraspis* (Taf. XIII, 2) mit Verschmelzung der Schuppen zu einem Kopfschild, welches auch den Vorderrumpf bedeckt, und der flache und breite Bodenbewohner *Drepanaspis* (Taf. XIII, 3). Die Cephalaspiden (Osteostraken) zeigen eine Sonderung in Kopf und Halsregion und größere Gelenkigkeit. Die Gattungen *Cephalaspis* und *Hemicyclaspis* (Taf. XIII, 1) haben ein breites Kopfschild mit seitlichen Stacheln bzw. Anhängen, nahe beieinanderstehende Augenhöhlen und eine unpaare Nasenöffnung.

Zu den Placodermen (Aphotohyoidea), bei denen der erste Kiemenbogen bereits als Kieferbogen spezialisiert ist, gehören die mitteldevonischen Antiarchi mit den Gattungen *Pterichthyodes (= Pterichthys), Bothriolepis* und *Asterolepis* (Taf. XIII, 6). Charakteristisch sind die paarigen Ruderanhänge, die starke Panzerung von Kopf und Rumpf und der heterozerke Schwanz. Im Mittel- und Oberdevon erscheinen dann die Arthrodiren, nach Gross die Charaktertiere des Devons (102 mitteldevonische, 201 oberdevonische Arten). Sie besitzen einen bezahnten Unterkiefer, haben verkalkte Bogenteile an der Chorda, paarige Körperanhänge und zeigen die Tendenz, die ursprünglich einheitliche Kopf- und Rumpfpanzerung mosaikartig aufzulösen. Die wichtigste mitteldevonische Gattung ist *Coccosteus* (Taf. XIII, 5); im Oberdevon *Pholidosteus, Rhinosteus, Brachydirus.*

Eine wichtige Rolle spielen ferner die Acanthodes, die paläozoischen Haie mit knorpeliger Wirbelsäule, gut entwickeltem Kopfskelett, langen Stachelfortsätzen an den Flossen, heterozerkem Schwanz und rhombischen Ganoidschuppen. Genannt seien *Diplacanthus* (seit Silur) und *Climatius* (Taf. XIII, 4). Zu den echten Haien (Elasmobranchia) gehört *Cladoselache* (Taf. XIII, 7), im Oberdevon.

Tafel XIII, Devon



Erklärung nebenstehend

Im Mitteldevon beginnen auch schon höhere Fische, so vor allem die Lungenfische (Dipnoi) mit *Dipterus*, welcher dem rezenten *Neoceratodus* der australischen Wüsten ähnlich ist (Taf. XIII, 10), und die Quastenflosser (Crossopterygier) mit den Gattungen *Holoptychius* (Taf. XIII, 8) und *Osteolepis* (Taf. XIII, 9), welche für das Oberdevon kennzeichnend sind. Sie haben cycloidische Schuppen, paarige und unpaare Flossen und einen hetrozerken oder diphyzerken Schwanz. Nach GIGNOUX haben sie Beziehungen zu den Polypteren des Tschadsees, und neuerdings scheinen nahe verwandte rezente Formen im westlichen Indik gefunden worden zu sein. Die Blütezeit liegt im Oberdevon (nach GROSS 63,1% der altpaläozoischen Arten).

Schließlich treten auch schon Strahlenflosser (Actinopterygier) mit Ganoidschuppen, allerdings noch mit knorpeligem Innenskelett auf *(Cheirolepis* des Mitteldevon, Taf. XIII, 11).

Nach GROSS erlauben die Prozentzahlen der Fischgattungen und Arten heute noch keine sichere Feststellung, ob die Entwicklung der Wirbeltiere vom Meere oder vom Süßwasser ausgegangen ist. Im Silur sind marine Formen auffallend häufig; im Unterdevon herrschen dagegen die kontinentalen Formen, während später die marinen immer mehr zunehmen.

Nur die Placodermen und die Arthrodiren sind spezifisch devonisch; die übrigen Gruppen gehen durch die ganze Formationsreihe hindurch.

Bei der dänischen Grönlandexpedition 1929 bis 1931 wurden im Oberdevon Ostgrönlands Reste primitiver Amphibien (Stegocephalen) gefunden; diese Ichthyostegiden besaßen 4 Extremitäten, das mit kräftigen radialgerieften Knochenplatten belegte Schädeldach primitiver Amphibien und große kegelförmige Zähne, aber nach JARVIK (1952) einen echten Fischschwanz. Sie sollen nach SÄVE-SOEDERBERGH zwischen Crossopterygiern und Amphibien vermitteln und damit Licht auf die Abstammung der Tetrapoden überhaupt werfen (Abb. 80).

Die marine Fazies. Biostratigraphisch entscheidend sind von nun ab die Cephalopoden. Unter ihnen wiederum sind die Nautiloideen zwar noch durch viele gotlandische *(Orthoceras* und andere) und neue *(Gyroceras* halb eingerollt, *Hercoceras* ganz eingerollt) Gattungen vertreten, ihre leitende Bedeutung tritt aber zurück gegenüber den neu aufblühenden Ammonoideen mit dünner Schale, randständigem Sipho und verfalteter Lobenlinie. Der Sipho der Ammonoideen ist auf der Externseite (ventral) gelegen, mit Ausnahme der oberdevonischen Gattung *Clymenia.* Die Kammer-

Tafel XIII (S. 204): Devonische Fische

1. *Hemicyclaspis murchisoni,* Downtonian, aus STENSIÖ; 2. *Pteraspis rostrata* Unterdevon, aus WHITE; 3. *Drepanaspis gemündensis,* Unterdevon, nach TRAQUAIR und HEINTZ; 4. *Climatius reticulatus,* Unterdevon, aus ROMER nach TRAQUAIR und WATSON; 5. *Coccosteus decipiens,* Mitteldevon, aus HEINTZ; 6. *Pterichthyodes milleri,* Mitteldevon, nach TRAQUAIR; 7. *Cladoselache fyleri,* Oberdevon, aus ROMER nach DEAN und HARRIS; 8. *Holoptychius flemingi,* Oberdevon, aus WOODWARD nach TRAQUAIR; 9. *Osteolepis macrolepidotus,* Mitteldevon, aus JARVIK; 10. *Dipterus valenciennesi,* Mitteldevon, aus FORSTER-COOPER; 11. *Cheirolepis trailli,* Mitteldevon, aus LEHMANN nach WATSON. Zusammengestellt von W. GROSS.

scheidewände sind bei den erwachsenen Formen nach vorne konvex (im Gegensatz zu den Nautiloideen) und zeigen zum mindesten einen Siphonallobus, meist aber eine komplizierte Faltung.

Als primitivste Formen können der Orthoceren-ähnliche, aber mit Siphonallobus versehene *Bactrites* (Taf. XIV, 1, Silur bis Oberdevon) und der evolute, offen aufgerollte *Mimoceras* = *Gyroceratites* (Taf. XIV, 2, Unter- bis Mitteldevon) angesehen werden. Bei den übrigen unterscheidet WEDEKIND nach Abtrennung der Clymenien (s. unten) drei Unterordnungen: Tornoceraceen mit bikonvexer, Cheiloceraceen mit konvexer und Prolobitaceen mit linearer oder proracter Anwachsstreifung (s. Abb. 81).

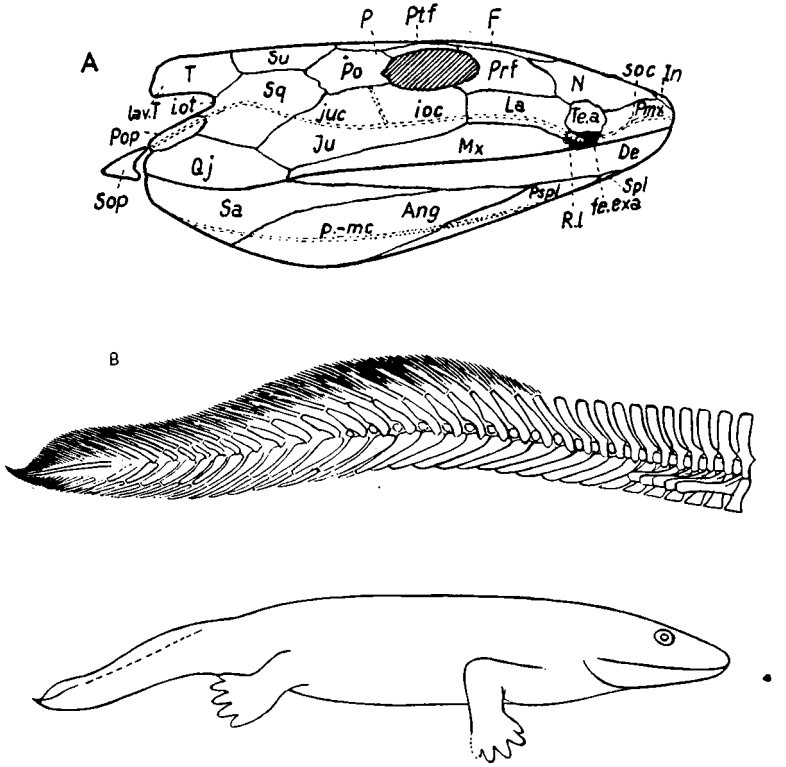


Abb. 80. *Ichthyostega*, Ostgrönland. *A* Schädel von der Seite; *B* Rekonstruktion des Schwanzes; *C* Schema der Gesamtgestalt. Alles nach JARVIK, 1952.

Die Tornoceraceen umfassen drei Familien:

1. Anarcestiden; im Unterdevon beginnend, aber besonders für das Mitteldevon kennzeichnend, in dem 4 Stufen zu unterscheiden sind. *Anarcestes* (Taf. XIV, 3, Unterdevon bis Mitteldevon 3) ist weitgenabelt, niedrigmündig, mit sehr einfacher Lobenlinie; eine ähnliche Lobenlinie hat *Agoniatites* (Mitteldevon 4), der aber enger genabelt und hochmündig ist. Eine zweite

Gruppe mit Seitensattel außerhalb der Naht bilden: *Foordites* (Taf. XIV, 4, Mitteldevon 2) — scheibenförmig, enggenabelt, *Pinacites* (Taf. XIV, 5, Mitteldevon 2) — flach, hochmündig, außen zugespitzt, enggenabelt. *Parodiceras* (= *Holzapfeloceras*) (Taf. XIV, 7, Mitteldevon 3 bis 4) — kugelig, fast ungenabelt. Eine dritte Gruppe bildet *Maenioceras (Maeneceras)* (Taf. XIV, 6, Mitteldevon 3 bis 4) mit aufgespaltenem Außensattel und enggenabeletem, scheibenförmigem Gehäuse. Man kann also im Mitteldevon eine *Anarcestes*- und eine *Maenioceras*-Epoche unterscheiden und in jeder zwei Stufen trennen.

2. Manticoceratiden, im tieferen Oberdevon. Kennzeichnend ist ein Lobus neben der Naht und die Aufspaltung des Außenlobus durch einen Mediansattel. Sie beginnen mit *Gephyroceras (Ponticeras)* (Taf. XIV, 9, niedrig, weit genabelt) und *Pharciceras* (Taf. XIV, 11, hochmündig, mehrere Außenloben), die durch Übergänge verbunden sind. Das erste leitet in einer Oberstufe zu *Manticoceras* (Taf. XIV, 10, hochmündiger, enger genabelt), das zweite zu *Beloceras* (Taf. XIV, 8), scheibenförmig, eng genabelt, mit sehr vielen Loben.

3. Die Tornoceratiden sind eng- bis ungenabelte Formen mit ungeteiltem Außenlobus, vom Mitteldevon bis ins Karbon verbreitet. breitet. *Tornoceras* ist im mittleren Oberdevon besonders häufig (Taf. XIV, 12).

Die Cheiloceraceen sind Formen des mittleren und oberen Oberdevon. Das ältere *Cheiloceras* (Oberdevon 2) ist niedrigmündig, mit engem oder geschlossenem Nabel und hat neben Außen- und Nahtlobus noch einen Lobus auf der Seitenmitte (Taf. XIV, 13). *Sporadoceras* (Oberdevon 3 bis 5) entwickelt sich daraus durch Aufspaltung des Seitensattels (Taf. XIV, 14).

Die Prolobitaceen sind kugelige Formen mit engem oder geschlossenem Nabel und Einschnürungen der Schale. Die Lobenlinie erinnert an *Anarcestes*. *Prolobites* aus dem Oberdevon 3 hat einen tiefen Außenlobus (Taf. XIV, 15), *Postprolobites (Prionoceras)* aus dem Oberdevon 4 einen spitzen Seitenlobus (Taf. XIV, 16).

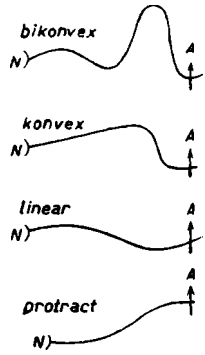
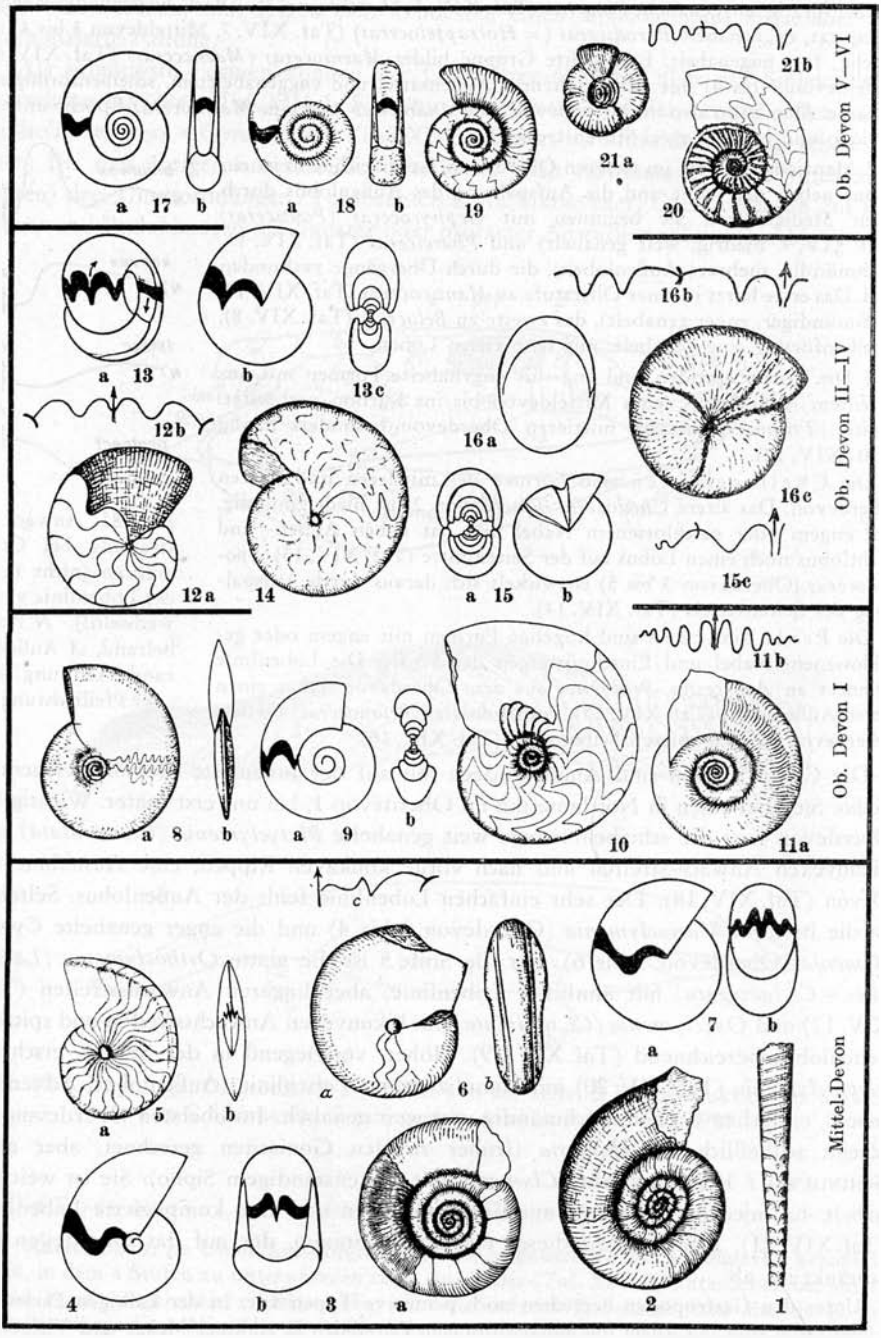


Abb. 81. Anwachsstreifung bei Goniatiten (nicht mit der Lobenlinie verwechseln!). *N* Nabelrand, *A* Außenrand. Öffnung in der Pfeilrichtung.

Die Clymenien sind Ammonoideen mit auf der Innenseite (dorsal) gelegenem Sipho. Sie erscheinen in Nordamerika im Oberdevon 1, bei uns erst später. Wichtig im Oberdevon 4 ist die scheibenförmige weit genabelte *Platyclymenia (Cl. annulata)* mit bikonvexen Anwachsstreifen und nach vorne konkaven Rippen, eine Ausnahme im Devon (Taf. XIV, 18). Der sehr einfachen Lobenlinie fehlt der Außenlobus. Seltener ist die berippte *Varioclymenia* (Oberdevon 2 bis 4) und die enger genabelte *Cymaclymenia* (Oberdevon 3 bis 6). Für die Stufe 5 ist die glatte *Orthoclymenia (Laevigites = Cl. laevigata)* mit ähnlicher Lobenlinie, aber linearen Anwachsstreifen (Taf. XIV, 17) und *Oxyclymenia (Cl. undulata)* mit bikonvexen Anwachsstreifen und spitzem Seitenlobus bezeichnend (Taf. XIV, 19). Höher, vorwiegend in der Stufe 6, erscheint *Gonioclymenia* (Taf. XIV, 20) mit komplizierterer Lobenlinie (Außenlobus, Adventivloben), einfachen Rippen, hochmündig und weit genabelt. Im obersten Oberdevon erscheint schließlich *Wocklumeria* (früher zu den Goniatiten gerechnet, aber nach Schindewolf 1924 eine echte *Clymenia* mit rückenständigem Sipho). Sie ist weit genabelt, hat niedrige Umgänge mit Einschnürungen und eine komplizierte Lobenlinie (Taf. XIV, 21). Damit bricht dieser eigenartige Stamm, der auf das Oberdevon beschränkt ist, ab.

Unter den **Gastropoden** herrschen noch primitive Typen vor. In der kalkigen Fazies des Unterdevon sind vor allem die mützenförmigen Capuliden in enormer Menge und Vielgestal-

TAFEL XIV, Devon



Erklärung nebenstehend

tigkeit vertreten *(Platyceras, Hercynella* s. Taf. X). Von anderen Kammkiemern seien besonders die turm- bis eiförmigen Pyramidellidae mit ovaler Mündung genannt, unter denen *Macrochilina* (Taf. XV, 6) für die Riff-Kalke des Mitteldevons bezeichnend ist. Sonst sind Schildkiemer mit Schlitzband weit verbreitet, insbesondere die symmetrischen *(Bellerophon),* breitkonischen *(Pleurotomaria)* und turmförmigen *(Murchisonia,* Taf. XV, 5) Typen. Für die tonige Tiefenfazies des devonischen Meeres sind dagegen Pteropoden sehr bezeichnend, und zwar besonders die schon im Silur bekannten Tentaculiten (Taf. XV, 4) mit quergeringeltem und die Styliolinen mit glattem Gehäuse.

Eine höhere Entwicklungsstufe erreichen die **Muscheln,** bei denen eine fazielle Trennung in dickschalige Riffbewohner und dünnschalige, meist kleine Formen der sandig-tonigen Fazies bemerkenswert ist. Unter den ersten sei besonders *Megalodon* genannt, eine in den Riffen des oberen Mitteldevons häufige Form mit gebogenem Wirbel und sehr klobigem heterodontem Schloß (Taf. XV, 3).

In der sandig-tonigen Fazies des Unterdevons sind vor allem die ungleichmuskeligen Aviculiden bedeutsam, wie *Gosseletia* und *Pterinea* mit geradem Schloßrand, kleinem Vorderohr und großem Hinterflügel; bezeichnend sind die schiefen Leistenzähne (plagiodonter Schloßtypus). Im höheren Devon ist die flache, zahnlose, konzentrisch gestreifte *Posidonia* (Taf. XV, 1) ohne Ohren, mit geradem Schloßrand in der Schieferfazies häufig. Von Gleichmuskeligen seien in der gleichen Fazies die konzentrisch und radial skulptierten Praecardiiden erwähnt, denen noch die kräftigen Zähne der späteren Cardiiden fehlen; neben der älteren *Cardiola* ist *Buchiola (restrostriata)* im Oberdevon häufig (Taf. XV, 2). Andere Muscheln, insbesondere Taxodonten *(Ctenodonta, Nucula)* und Desmodonten *(Grammysia),* sind unselten, aber ohne Leitwert.

Die Brachiopoden sind dagegen stratigraphisch und faziell ungemein wichtig. Nach WEDEKIND kann man unterscheiden:

Orthokraspedonten (gerader Schloßrand). Von Formen ohne verkalktes Armgerüst sind noch die bikonvexen Orthiden *(Schizophoria,* Taf. XV, 9) und die konvex-konkaven Strophomeniden *(Orthothetes,* Taf. XV, 8; *Tropidoleptus)* häufig, die ungleichklappigen Productiden *(Productella)* selten. Großen Leitwert erlangen die helicopegmaten (mit spiralem Armgerüst) Orthokraspedonten, insbesondere die Spiriferen, welche hier im Anschluß an WEDEKIND (1935), PAECKELMANN (1932, 1942) und SOLLE (1953) geschildert seien.

Sie beginnen im Gotlandium mit *Eospirifer (Sp. radiatus), Cyrtia* (Taf. XI, 9) und *Delthyris (Sp. elevatus* Taf. XI, 11 = *Sp. mercurii* Taf. XVI, 1). Sinus und Wulst sind bei den alten Formen noch glatt; *Eospirifer* und *Cyrtia* haben feine Radialstreifung, Röhrchen- (= Papillen) Skulptur und spärliche, kräftige Radialfalten.

Tafel XIV (S. 208): Devonische Goniatiten

Mitteldevon: 1. *Bactrites elegans;* 2. *Gyroceratites gracilis;* 3 a und b *Anarcestes;* 4. *Foordites;* 5 a und b *Pinacites;* 6 a und b *Maenioceras terebratum;* 6 c Lobenlinie; 7 a und b *Parodiceras.*

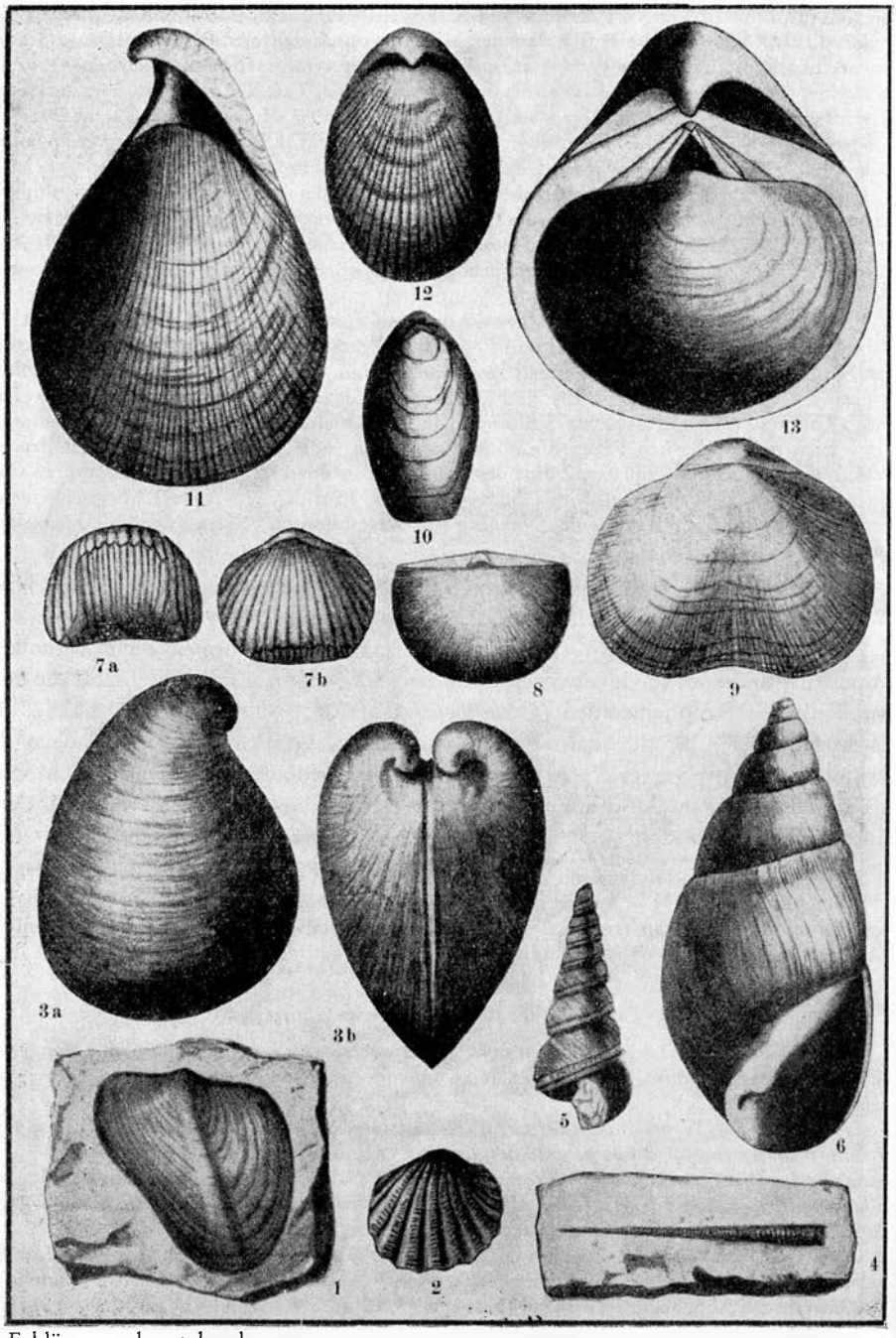
Oberdevon I: 8 a und b *Beloceras tenuistriatum;* 9 a und b *Ponticeras;* 10. *Manticoceras intumescens;* 11 a *Pharciceras lunulicosta;* 11 b desgleichen Lobenlinie.

Oberdevon II bis IV: 12 a *Tornoceras simplex;* 12 b desgleichen Lobenlinie; 13 a, b, c *Cheiloceras;* 14. *Sporadoceras münsteri;* 15 a, b, c *Prolobites (delphinus);* 16 a und b *Postprolobites (Prionoceras) jakowlevi;* 16 c *Postprolobites (Prion.) frechi.*

Oberdevon V bis VI: 17 a und b *Laevigites;* 18 a und b *Platyclymenia annulata;* 19. *Oxyclymenia undulata;* 20. *Gonioclymenia speciosa;* 21 a und b *Wocklumeria denckmanni.*

Schematische Abb. 3b, 4, 5b, 7, 9, 13, 15, 16a, b, 17, 18 nach WEDEKIND, Einführung I, 1935, 15c, 16a, 16c, 21b nach WEDEKIND 1917; 16b nach SCHINDEWOLF 1923.

Tafel XV, Devon



Erklärung nebenstehend

An *Delthyris* schließt sich *Hysterolithes* im weiteren Sinne an, mit starkem Sinus und Wulst, mit kräftigen Rippen und mit Muskelzapfen. SOLLE (1953) unterscheidet die Untergattungen *Hysterolithes* im engeren Sinne, *Acrospirifer* und *Paraspirifer*. Im allgemeinen haben die älteren Formen (primaevi WEDEKIND) einen halbkreisförmigen Umriß, die jüngeren (paradoxi) verlängerte Flügel.

Hysterolithes (Sp. hystericus Taf. XVI, 3) ist im Siegen bis zu der Koblenzgrenze verbreitet.

Acrospirifer kann in drei Typen aufgegliedert werden (nach SOLLE): 1. *Sp. primaevus* (Taf. XVI, 2). 2. *Sp. hercyniae* (= *pellico)* aus dem Unterkoblenz (Taf. XVI, 6) — *Sp. paradoxus* aus dem Oberkoblenz (Taf. XVI, 7). 3. *Sp. arduennensis,* Obersiegen bis Unterkoblenz (Taf. XVI, 5) — *Sp. mosellanus,* Oberkoblenz — *Sp. intermedius (= speciosus)* Eifelst. bis Untergivet Taf. XVI, 9).

Paraspirifer sind Formen mit keilförmigem Wulst in der Bauchklappe (carinati), kürzerem Schloßrand und ohne Muskelzapfen. *Sp. carinatus* (carinati) Unterkoblenz, *Sp. cultrijugatus* Grenze Koblenz und Eifelst. (Taf. XVI, 10).

Gesonders stehen die subcuspidati, welche PAECKELMANN nach FREDERICHS als Untergattung *Spinocyrtia* zusammenfaßt. Das Vorhandensein einer Delthyrialplatte ist kennzeichnend. Sie können auf die gotlandische *Cyrtia* zurückgehen. Die Verwandtschaft mit den carinati ist umstritten. Zu nennen sind: *Sp. affinis* — Siegen, *Sp. subcuspidatus* — Koblenz, *Sp. ascendens* — Givet, *Sp. mediotextus* — Mitt. D. (Taf. XVI, 13). Vermutlich gehört dazu auch *Sp. ostiolatus* aus der Eifelstufe (Taf. XVI, 12). Ob die häufigen Formen *Sp. elegans* — Koblenz bis Eifel (Taf. XVI, 11) und *Sp. mucronatus* — Givet zu den subcuspidati zu stellen sind (WEDEKIND) oder an *Hysterolithes* im weiteren Sinne anschließen, scheint noch ungeklärt zu sein. Die Hauptreihe ist jedenfalls durch eine zunehmende Höhe der Area ausgezeichnet.

Nach WEDEKIND entstehen dann die oberdevonischen Neospiriferen aus den älteren Mesospiriferen durch Ausbildung von Rippen zweiter Ordnung auf Sinus und Wulst. Diese Gruppe setzt dann in das Jungpaläozoikum fort. PAECKELMANN unterscheidet im wesentlichen drei Untergattungen:

Spirifer s. str. Beginnt im Unterdevon mit *Sp. bischofi,* der nahe Beziehungen zu *Hysterolithes,* insbesondere zu *Acrospirifer* hat (Taf. XVI, 4). Später treten häufig Formen mit abgeschwächter Skulptur auf, so im mittleren Oberdevon *Sp. anossofi* (Taf. XVI, 15). Die Hauptentwicklung dieser Untergattung liegt im Karbon *(Sp. striatus, Sp. trigonalis* und andere).

Cyrtospirifer mit Delthyrialplatte. Hierzu *Sp. aperturatus* (Taf. XVI, 14 — Mitteldevon, der Beziehungen zu *Spinocyrtia (Sp. ostiolatus)* besitzt; im Oberdevon der wichtige *Sp. verneuili* (Taf. XVI, 17) mit seinen in Osteuropa stratigraphisch bedeutsamen Varietäten *Sp. tenticulum* und *Sp. archiaci* (Taf. XVI, 18).

Reticularia mit netzförmiger Feinskulptur und zurücktretender Berippung scheint früh von *Eospirifer* direkt abzuzweigen. Es sind das im Gegensatz zu den beiden anderen vor allem unter- bis mitteldevonische Arten: *Sp. indifferens, Sp. curvatus, Sp. maureri.*

Von „Spiriferinen" mit abweichender Skulptur treten *Gürichella* mit Wärzchenskulptur und *Martinia* mit Chagrinskulptur auch schon im Devon auf. Zu den „Spiriferinen" mit punktierter Schale gehört *Cyrtina* (Taf. XVI, 19).

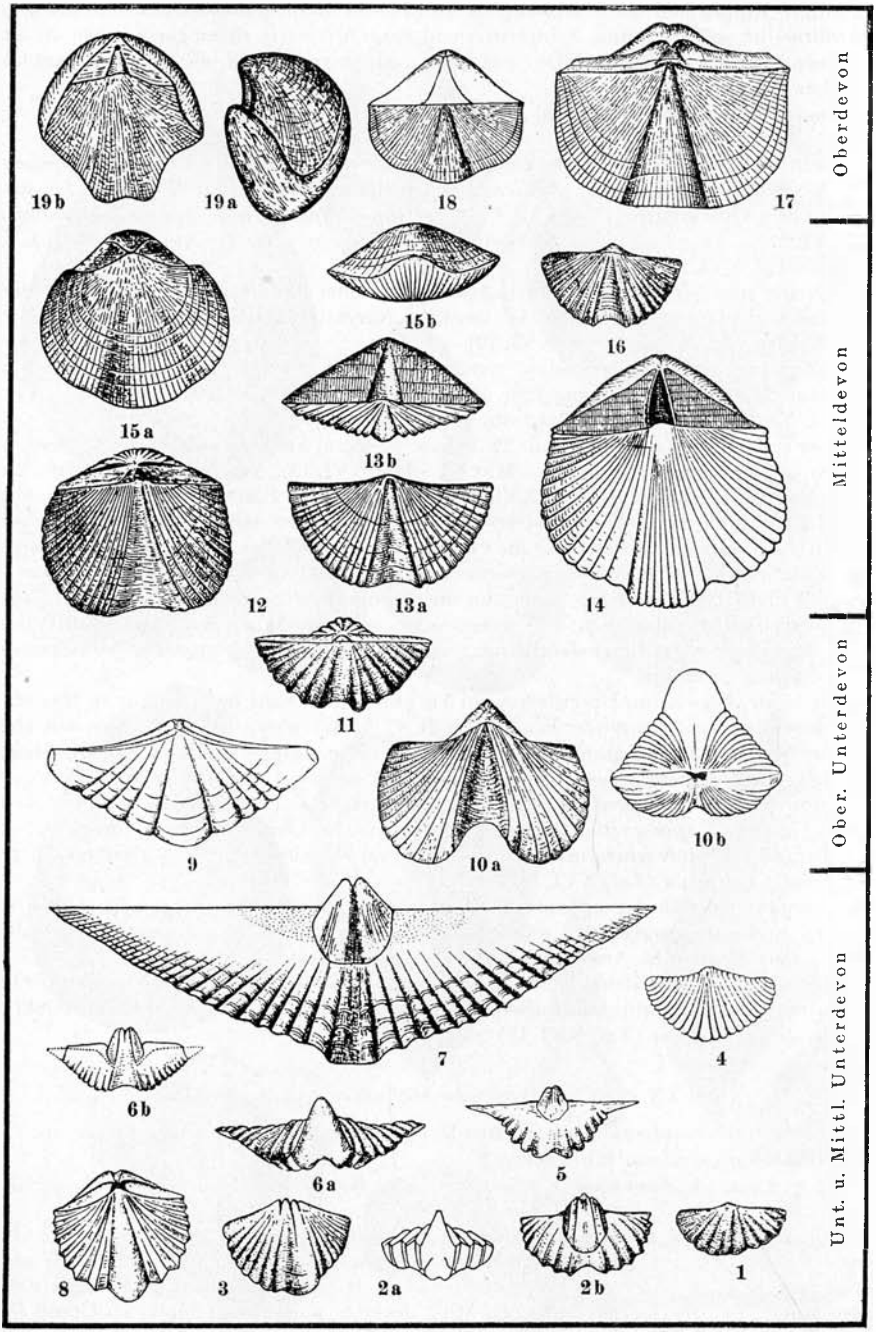
Tafel XV (S. 210): Devonische Mollusken und Brachiopoden

Muscheln: 1. *Posidonia venusta* Oberdevon; 2. *Buchiola retrostriata* Oberdevon, 3 a und b *Megalodon cucullatus* Mitteldevon 3.

Schnecken: 4. *Tentaculites tenuicinctus;* 5. *Murchisonia bilineata;* 6. *Macrochilina arculata.*

Brachiopoden: 7 a und b *Rhynchonella cuboides* Oberdevon 1; 8. *Orthothetes umbraculum* Unterdevon; 9. *Orthis (Schizophoria) striatula* Mitteldevon; 10. *Newberria caiqua* Mitteldevon 3; 11. *Uncites gryphus* Mitteldevon 4; 12. *Rensselaeria strigiceps* Unterdevon (Siegen-Stufe); 13. *Stringocephalus burtini* Mitteldevon 3—4; Jugendexemplar im Umriß einer ausgewachsenen Schale. Sämtliche Abb. aus GÜRICH, Leitfossilien.

Tafel XVI, Devon



Erklärung nebenstehend

Die oberdevonischen Neospiriferen haben sekundäre Rippen auf Sinus und Wulst. Etwas abseits steht die schon genannte, häufige *Cyrtina* (Taf. XVI, 19).

Die Sphenokraspedonten gehen nach WEDEKIND aus den Orthokraspedonten *(Clitambonites)* durch Schwinden der Area und des Schloßrandes von den Seiten her hervor. Die Pentameriden sind noch vorhanden *(P. galeatus* – Unter- und Mitteldevon, *P. baschkiricus* – Mitteldevon). An Stelle der erloschenen Poramboniten werden *Camarophoria* und besonders *Rhynchonella* mit Sinus und kräftigen Rippen häufig und leitend: *Rh. cuboides* (Oberdevon I, Taf. XV, 7) mit tiefem, rund endendem Sinus; *Rh. meyendorfi* (Mittel- und Oberdevon), dreieckig mit spitzem Sinus.

Die Toxokraspedonten mit gebogenem Schloßrand umfassen Formen mit spiralem (helicopegmatem) und schleifenförmigem (ancylopegmatem) Armgerüst. Bei den ersten sind die schon im Silur bekannten *Atrypa* und *Athyris* häufig, die zu *Atrypa* gehörende *Karpinskya* leitend (Unterdevon); die Gattung *Uncites* mit vorragendem Wirbel ist im oberen Mitteldevon wichtig (Taf. XV, 11). Die zweiten sind recht bedeutsam: im tieferen Unterdevon sind die länglichen, fein berippten Rensselaerien (Taf. XV, 12), im Mitteldevon die langovale, glatte *Newberria* (Taf. XV, 10) und höher der große glatte *Stringocephalus* (Taf. XV, 13) mit großem Wirbel und Delthyrialspalte leitend.

Bryozoen fehlen zwar in der Kalkfazies des Devons nicht, sind aber stratigraphisch unwichtig.

Unter den **Korallen** haben die Tetrakorallen im Mitteldevon eine nach WEDEKIND beträchtliche biostratigraphische Bedeutung, wobei es sich um eine Fortentwicklung gotlandischer Gruppen handelt.

Eine Sonderstellung nehmen die schon im Gotlandium auftretenden Calceoliden mit Deckel ein. Die „Pantoffelkoralle" *Calceola sandalina* mit flacher Unterseite und halbkreisförmigem Deckel beginnt nach R. RICHTER an der oberen Grenze des Unterdevons *(cultrijugatus*-Stufe) mit mittelbreiten Formen, ist dann im unteren Mitteldevon reichlich durch extrem breite Formen vertreten *(Calceola*-Stufe = Eifel-Stufe), während später *(Stringocephalus*-Stufe = Givet) zuerst schmale, dann wieder mittelbreite Formen erscheinen (Taf. XVII, 2a und b).

Bei den übrigen Tetrakorallen herrschen die Cyathophyllen (mit gut ausgebildeten Septen) und Cystiphyllen (mit Blasengewebe und zurücktretenden Septen) der älteren Terminologie, wobei die ersten nunmehr auch durch Stöcke vertreten sind. Nach WEDEKIND bedarf die Systematik einer Umgestaltung. Wichtig ist dabei, daß im tieferen Mitteldevon Kelche mit verbreitertem Rande (Krempenkelche), höher Trichterkelche

Tafel XVI (S. 212): Devonische Spiriferen

Gedinne-Siegen: 1. *Spirifer mercurii* (Dorsalklappe); 2 a und b *Spirifer (Hysterolithes) primaevus;* 3. *Spirifer hystericus;* 4. *Sp. bischofi.*

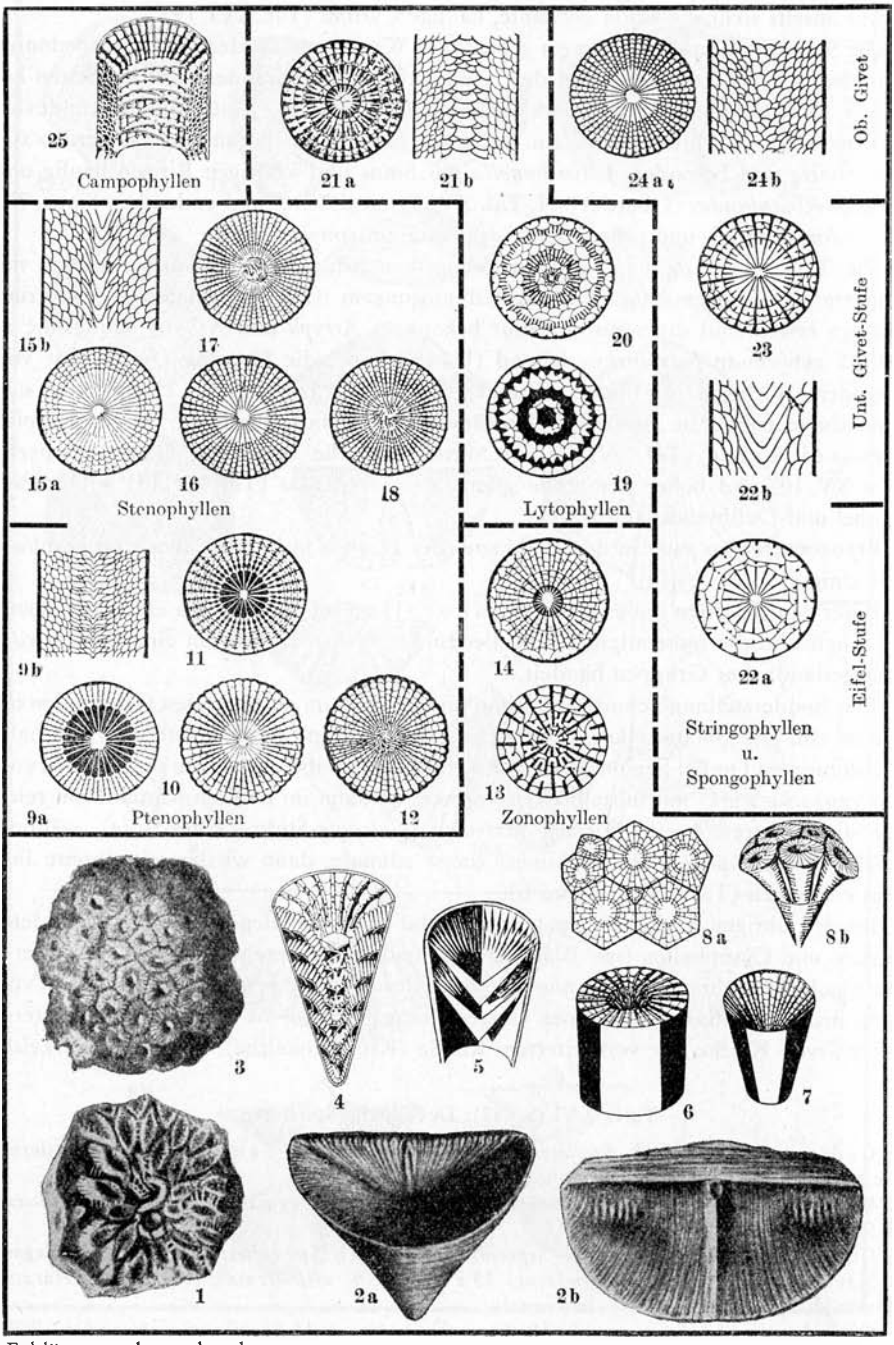
Koblenz: 5. *Spirifer arduennensis;* 6 a und b *Sp. hercyniae;* 7. *Spirifer paradoxus;* 8. *Spirifer decheni.*

Cultrijugatus-Sch.: 9. *Spir. speciosus;* 10 a und b *Sp. cultrijugatus;* 11. *Sp. elegans.*

Mitteldevon: 12. *Sp. ostiolatus;* 13 a und b *Sp. mediotextus;* 14. *Sp. aperturatus;* 15 a und b *Sp. anossofi;* 16. *Sp. mucronatus.*

Oberdevon: 17. *Sp. verneuili;* 18. *Sp. archiaci;* 19 a und b *Cyrtina murchisoni.*

Tafel XVII, Devon



Erklärung nebenstehend

mit scharfem Rande vorherrschen (Taf. XVII, 6 und 7). Im einzelnen gründet sich die Systematik wieder auf den Septalapparat; wie im Gotlandium ist dieser zweizonig, aber an Stelle der Blattsepten herrschen Kegelsepten vor (Taf. XVII, 4 und 5).

Im unteren Mitteldevon (Eifelstufe) sind vor allem die Ptenophyllen-Einzelkelche oder Stöcke mit Krempe und Blasengewebe am Rande bezeichnend. Von unten nach oben lösen sich ab:

Ptenophyllum mit innen verdickten (Innenkeil-) Septen (Taf. XVII, 9a und b),
Astrophyllum, Septen sekundär blattförmig (Taf. XVII, 10),
Keriophyllum mit Septalleisten (Taf. XVII, 11),
Dohmophyllum (= *Cyath. helianthoides)* mit umgeschlagenen Kelchrand und Septalleisten (Taf. XVII, 12).

Ferner treten in der Eifelstufe die Zonophyllen mit „Septalrost" (Taf. XVII, 4), *Zonophyllum* (Taf. XVII, 13) und *Digonophyllum* (bzw. höher *Mochlophyllum)* auf (Taf. XVII, 14). Letztere stehen im Septalapparat zwischen Pteno- und Zonophyllen (Septalleisten zu Blattsepten verschmolzen).

Im mittleren Mitteldevon (Untergivet) sind vor allem die Stenophylliden als Nachkommen der Ptenophyllen zu nennen. Es sind subzylindrische, dick- und dünnstämmige Korallen mit Trichterkelch. Randblasen treten zurück; die Zwischenlamellen sind blasig, oder horizontal gedrängt, oder trichterförmig. Von unten nach oben:

Leptoinophyllum — Böden trichterförmig, Septenenden nicht eingerollt (Taf. XVII, 15),
Stenophyllum — Septenenden fortschreitend eingerollt (Taf. XVII, 16 und 17),
Sparganophyllum — Septen mit Leistenbesatz, zuerst einfach, dann wieder innen eingerollt (Taf. XVII, 18).

Ausnahmsweise tritt mit *Sparganophyllum* noch eine Koralle mit Krempenkelch auf — *„Cyathophyllum" (Pseudostenophyllum) hypocrateriforme* (Taf. XVII, 8).

Im mittleren Mitteldevon sind ferner als Nachkommen der Zonophyllen die Lytophyllen zu nennen, mit einem Septalapparat, der aus Stereoplasmakegeln bzw. bis zur Spitze aufgeschlitzten Septalkegeln besteht. Diese verwachsen später zu vollkommenen Septen und durchdringen das Blasengewebe. Es ist ein Teil der Cystiphyllen älterer Terminologie. Von unten:

Lytophyllum — Septen aus Stereoplasmakegeln, cystiphor (Taf. XVII, 19).
Nardophyllum — exzentrische Septalkegel,
Atelophyllum — vollkommen aufgeschlitzte Stereoplasma-Kegel (Taf. XVII, 20).

Abseits stehen *Cosmophyllum* (Riesenriegelsepter) und *Schlueteria (Cyath. quadrigeminum);* letztere sind massige Stöcke, nach WEDEKIND zu *Campophyllum* (s. unten) zu rechnen.

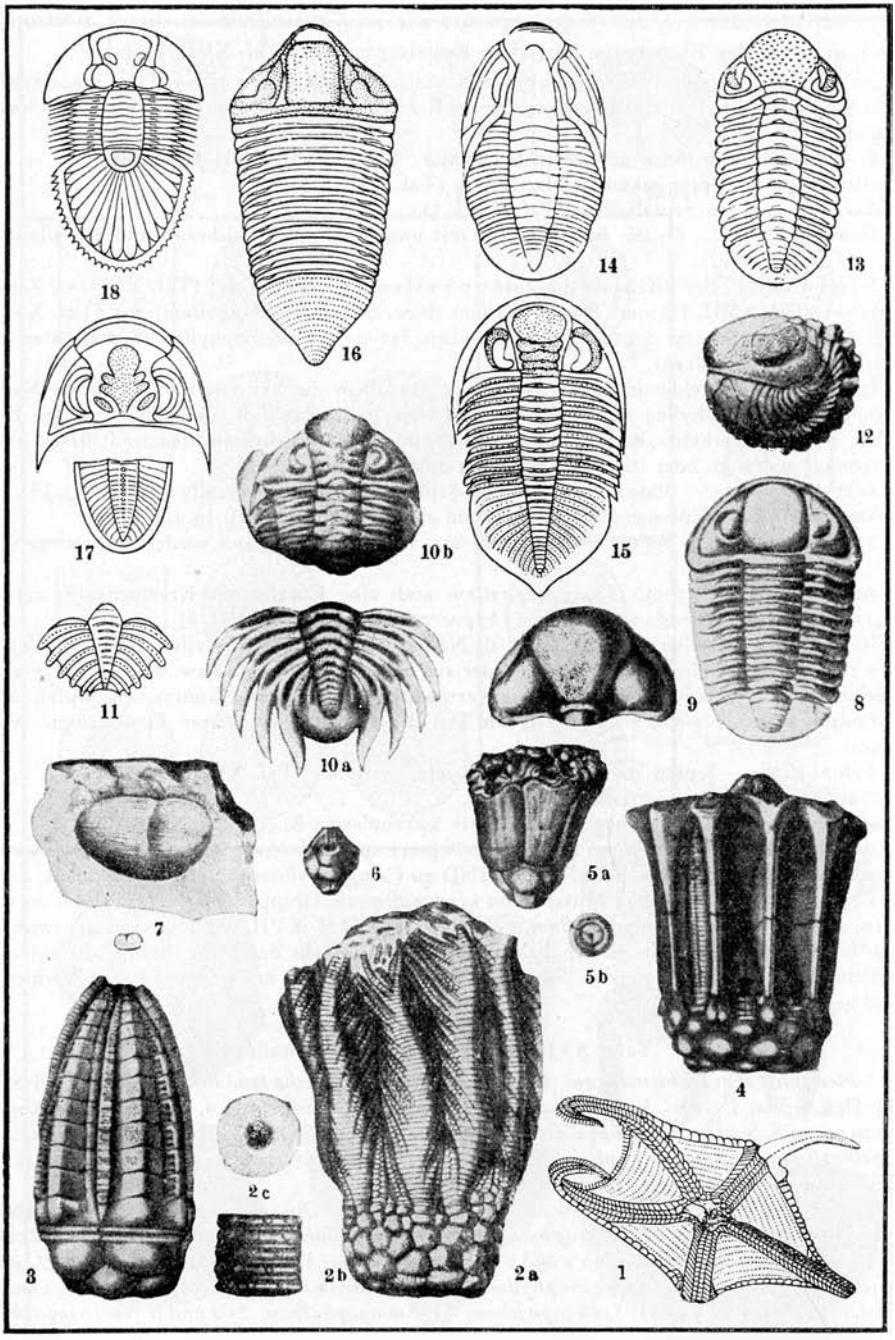
Die letzte, für das mittlere Mitteldevon kennzeichnende Gruppe ist *Spongophyllum* im tieferen (Taf. XVII, 22), *Stringophyllum* im höheren Teil (Taf. XVII, 23). Die Septen entwickeln sich aus Septaldornen; die älteren haben Randblasen und in der Mitte Böden, die bei den späteren blasig aufgelöst werden. Scharfrandige Trichterkelche und rasenförmiges Wachstum sind bezeichnend.

Tafel XVII (S. 214): Devonische Korallen

1. *Pleurodictyum problematicum* (Koblenz-Stufe); 2 a *Calceola sandalina var. lata* (Eifel-St.); 2 b Desgleichen Deckel; 3. *Phillipsastraea pentagona* (Oberdevon); 4. Schema eines Kegelrostsepters; 5. Schema eines Kegelleistensepters; 6. Krempenkelch; 7. Trichterkelch; 8 a und b *Cyathophyllum (Pseudostenophyllum) hypocrateriforme* (Untergivet). 1 bis 3 aus GÜRICH, Leitfossilien, 4 bis 8 aus WEDEKIND, Einführung.

Evolution mitteldevonischer Korallen in schematischen Querschnitten nach WEDEKIND. 9 a und b *Ptenophyllum;* 10. *Astrophyllum;* 11. *Keriophyllum;* 12. *Dohmophyllum;* 13. *Zonophyllum;* 14. *Digonophyllum;* 15 a und b *Leptoinophyllum;* 16. älteres *Stenophyllum;* 17. jüngeres *Stenophyllum;* 18. *Sparganophyllum;* 19. *Lytophyllum;* 20. *Atelophyllum;* 21 a und b *Dialytophyllum;* 22 a und b *Spongophyllum;* 23. *Stringophyllum;* 24 a und b *Neostringophyllum;* 25. *Campophyllum.*

Tafel XVIII, Devon



Erklärung nebenstehend

Im oberen Mitteldevon (obere Givet-Stufe) herrschen neben Nachkommen der Lytophylliden *(Dialyptophyllum)* (Taf. XVII, 21), Stringophylliden *(Neostringophyllum)* (Taf. XVII, 24) und vor allem *Campophyllum,* massige Kolonien mit Gebrämering und konvexen Septen (Taf. XVII, 25). Sie beherrschen diese Epoche und setzen vielleicht in der vorwiegend oberdevonischen *Phillipsastraea* fort, bei der die Mauer fehlt und die Septen der einzelnen Polypare miteinander verschmelzen (Taf. XVII, 3).

Bei den Bödenkorallen sind im oberen Unterdevon die kugelförmigen Stöcke von *Pleurodictyum* leitend; die Zellen mit perforierter Mauer sind strahlig um einen Fremdkörper[1]) angeordnet (Taf. XVII, 1). Sie gehören zur gleichen Familie wie *Pachypora, Favosites* (Stöcke prismatischer Zellen mit Seitenporen) und *Alveolites* (knollige Stöcke kleiner, gedrängter Zellen mit halbmondförmigem Querschnitt); in den Riffen des höheren Devon sind diese häufig. In dieser Fazies tritt auch *Heliolites* auf (knollige Stöcke, Zellen mit Septaldornen), den WEDEKIND zu den Tetrakorallen rechnet.

Häufig sind in der Riff-Fazies auch noch die knolligen oder inkrustierenden Stöcke der Stromatoporen, auf die schon beim Gotlandium verwiesen wurde. Im Mitteldevon ist die verwandte *Amphipora rimosa* gesteinsbildend und leitend.

Unter den **Echinodermen** sind die Crinoiden gelegentlich gesteinsbildend (Trochitenkalk-Fazies). Im Unterdevon sind insbesondere die Cameraten zu nennen: *Ctenocrinus* hat einen komplizierten, aus vielen Tafelreihen bestehenden Kelch, zehn paarweise gestellte, einzeilige Arme mit Fiederchen und runde Stielglieder, deren Hohlabdrücke in den Sandsteinen des rheinischen Unterdevons diesen den Namen Schraubensteine eingetragen haben. Aus dem Mitteldevon seien erwähnt: *Hexacrinus* (Taf. XVIII, 5) mit großer Analplatte, sechseitig; *Rhipidocrinus* (Taf. XVIII, 2) und *Eucalyptocrinus* (Taf. XVIII, 4) mit Flügelleisten zwischen den Armen (letzter schon im Gotlandium). Im Mitteldevon ist auch die Gruppe der Larviformia häufig: *Cupressocrinus* (Taf. XVIII, 3) mit breit ansitzenden einzeiligen Armen und rundem Stiel mit vier Kanälen; *Haplocrinus* – kleine Kelche (Taf. XVIII, 6). Die Fistulaten und Costaten sind selten. Die Cystideen treten nun auch zurück; in Amerika sind die verwandten Blastoideen häufiger (s. bei Karbon). Zu den Cystideen (1899) oder Crinoiden (1918) stellt JAEKEL *Lodanella mira,* eine Leitform der Unterkoblenzschichten.

[1]) Es handelt sich um den Wohnkanal einer Sipunculide oder um die Ausfüllung eines Bohrganges. Siehe GERTH, Paläont. Zeitschr. 25.

Tafel XVIII (S. 216): Devonische Stachelhäuter und Gliederfüßler

1. *Encrinaster tischbeini* (Siegener Stufe); 2. *Rhipidocrinus crenatus* (Mitteldevon), b und c Stielglieder; 3. *Cupressocrinus crassus* (Mitteldevon); 4. *Eucalyptocrinus rosaceus* (Mitteldevon); 5. *Hexacrinus elongatus* (Mitteldevon); a Stielglied; 6. *Haplocrinus mespiliformis* (Mitteldevon).

7. *Entomis serratostriata,* unten in natürlicher Größe (Oberdevon); 8. *Proetus cuvieri* (Eifelstufe); 9. *Trimerocephalus anophthalmus* (Famenne-Stufe); 10 a und b *Cryphaeus laciniatus* (Koblenz-Stufe); 11. *Brachymetopus pénaui* (Famenne-Stufe), Schwanzschild; 12. *Phacops fecundus* (Koblenz- bis Eifelstufe); 13. *Phacops schlotheimi* (Mitteldevon); 14. *Cyrtosymbole conifera* (Oberdevon); 15. *Odontochile hausmanni* (Eifel-Stufe); 16. *Homalonotus (Dipleura) dekayi* (Mitteldevon); 17. *Dechenella burmeisteri* (Givet-Stufe); 18. *Thysanopeltis (Bronteus) speciosa* (Eifelstufe). 1 bis 10, 12 aus GÜRICH, Leitfossilien.

Die Becher, deren Wände von verzweigten Porenkanälen durchsetzt werden, hat E. KAYSER 1885 als Schwämme beschrieben.

Seesterne und Schlangensterne treten im rheinischen Unterdevon oft in vorzüglicher Erhaltung auf. Die Gattung *Encrinaster (-Aspidosoma)* ist leitend (Taf. XVIII, 1). Dagegen zeigen die Echiniden seit dem Silur keinen wesentlichen Fortschritt und bleiben selten.

Gliederfüßler. Außer den schon genannten Gigantostraken sind Ostracoden und Trilobiten wichtig. Unter den ersten treten nunmehr nur kleine Formen auf; *Entomis serratostriata* – elliptische Schälchen, glatt oder feingestreift, sind in der Flachwasserfazies des Oberdevons gelegentlich massenhaft vorhanden (Taf. XVIII, 7).

Die Trilobiten sind zwar im Abnehmen, haben aber doch gelegentlich leitende Bedeutung. Von älteren Gruppen seien genannt:

Olenidae: *Aulacopleura*, bis Mitteldevon, selten.

Bronteidae (= Scutellidae): *Thysanopeltis* (Unterdevon) mit feinen spitzen Stacheln am Saum des Schwanzschildes; vorwiegend in der böhmischen Kalkfazies (Taf. XVIII, 18).

Lichadidae: mit 11 Rumpfsegmenten, gekörnelter Oberfläche, reicher Bestachelung, Längs- und Quergliederung der Glabella; Kalkfazies des Unterdevons, mitteldevonischer Greifensteiner Kalk und spärlicher im unteren Oberdevon.

Harpedidae (s. Silur): bis in das untere Oberdevon.

Calymenidae: s. Silur, Unterdevon.

Homalonotidae: mit undeutlich abgesetzter Spindel, dreieckigem Kopf- und Schwanzschild, ungefurchter rechteckiger Glabella, kleinen Augen; durch die Gattung *Dipleura* bis in das untere Oberdevon vertreten (Taf. XVIII, 16).

Cyphaspidae reichen ebenfalls bis in das untere Oberdevon hinauf. Höher und im Karbon *Brachymetopus* mit bestacheltem Schwanzschild (Taf. XVIII, 11).

Für die Biostratigraphie sind die ebenfalls schon im Silur vertretenen Familien der Proetidae und Phacopidae, welche im Devon ihre Blütezeit erleben, wichtiger.

Die Proetidae haben ein halbkreisförmiges Kopfschild mit scharf umgrenzter, ± gerundeter und schwach oder gar nicht gegliederter Glabella, große Augenwülste und ein ganzrandiges, aus wenigen Segmenten verschmolzenes Schwanzschild. Die Gattung Proetus selbst erreicht das Mitteldevon (Taf. XVIII, 8), *Cornuproetus* (mit in lange Hörner ausgezogenen Wangen) das untere Oberdevon. Dasselbe gilt von *Dechenella* (Taf. XVIII, 17). Wichtiger ist die in allen Zonen des Oberdevons mit kurzlebigen Arten erscheinende Gattung *Cyrtosymbole* (schlanke, vorne verjüngte Glabella mit 3 Seitenfurchen), welche im Karbon weiterlebt (Taf. XVIII, 14); Seitenfurchen sind bei dieser Art undeutlich.

Die (proparen) Phacopidae haben im Devon ihre Hauptverbreitung. Bezeichnend sind die nach vorne verbreiterte Glabella mit 3 Furchenpaaren, 11 Rumpfsegmente, ein ausgeprägtes Einrollungsvermögen und die (bei einigen Gattungen allerdings verkümmernden) großen Facettenaugen. Auch die Granulierung der Glabella ist meist deutlich. Zwei Gruppen seien genannt:

1. Bei den schon im Ordovizium auftretenden Dalmanitinae ist die Glabella zwar deutlich abgesetzt, aber kaum aufgebläht und gegen vorne nur schwach verbreitert. Die zugehörigen Gattungen *Odontochile* mit zahlreichen Schwanzrippen (Taf. XVIII, 15) und *Cryphaeus* mit 5 Schwanzrippen (Taf. XVIII, 10) treten im Unter- und Mitteldevon auf, während die oberflächlich an *Phacops* erinnernde *Phacopidella* zwar schon im Obersilur vorhanden ist, aber erst im Oberdevon zu voller Entfaltung kommt.

2. Die Phacopinae sind nach RICHTER durch die Ausbildung einer Verschlußfurche unter dem Vordersaum (vor der Glabella, auf dem Umschlag zum Hypostom) ausgezeichnet;

daneben ist die stark aufgeblähte und nach vorne stark verbreiterte Glabella bezeichnend. Neben der typischen Gattung *Phacops* (Taf. XVIII, 12 und 13) treten Formen mit verkümmernden (*Nephranops, Cryphops*) oder ganz zurückgebildeten (*Trimerocephalus*, Taf. XVIII, 9) Augen auf. Die Gruppe beginnt im Obersilur, ist im tieferen Devon häufig und liefert im Oberdevon zonenbeständige Leitarten.

Während die Trilobiten des Unter- und Mitteldevons starke Stacheln und andere Chitinauswüchse besitzen, zeigen die jüngeren nach R. RICHTER einen besonderen, zum Teil altertümlichen Charakter im Verlauf der Gesichtsnaht, in der Form von Glabella und Schwanz und im häufigen Fehlen der Augen. Die scharfe Grenze liegt am Ende der Oberdevonstufe I. Höher treten neben diesen Typen nur einige „Durchläufer" wie *Phacops* und karbonische „Vorläufer" wie *Cyrtosymbole* und *Brachymetopus* auf. Der Schnitt gegen das Karbon ist aber wieder scharf.

Andere Tierstämme sind kaum von Wichtigkeit. Unter den Schwämmen sind höchstens die regelmäßigen Gitterskelette von *Dictyospongia* für das amerikanische Oberdevon kennzeichnend.

2. Die Faziesgebiete

A. Europa

Innerhalb Europas kann man drei Faziesprovinzen unterscheiden: 1. die kontinentale Altrotsandstein-Provinz des Nordens; 2. die marine Provinz Westeuropas mit der besonders im Unterdevon deutlichen Verzahnung sandig-toniger rheinischer und kalkiger böhmisch-hercynischer Fazies; 3. die gemischte kontinental-flachneritische Provinz Osteuropas. Diese Faziestypen sind in allen Nordkontinenten bekannt und haben daher grundsätzliche Bedeutung.

a) Der rote Nordkontinent

Als Folge der kaledonischen Faltung entstand an Stelle der britisch-norwegischen Geosynklinale ein zusammenhängender Faltenstrang, der an den Baltischen Schild angeschweißt wurde. Dieses ausgedehnte Kontinentalgebiet (Paläoeuropa) unterlag im Devon der Abtragung und Einebnung: die neu entstehenden Trümmersedimente wurden in Senken abgelagert, deren Zuschüttung der Zerstörung angrenzender Gebirgsteile korrelat war. Der Altrotsandstein (Old red) ist also eine Wiederholung der Fazies des jotnischen Sandsteins, welcher aus der Zerstörung des karelidischen Gebirges hervorging. Später bilden sich in der Perm-Triaszeit und im Tertiär analoge „detraktive Sedimente" (Molassen) der variscischen und alpidischen Faltung.

In Großbritannien, wo diese Beziehungen besonders deutlich sind, lassen sich drei NO-SW streichende Sedimentationströge unterscheiden (s. Abb. 73):

1. Die Walliser Senke und das Devon Südirlands entwickeln sich aus einem Resttrog des gotlandischen Meeres am Saume des kaledonischen Gebirges (Vorsenke).

In Shropshire folgt über dem Ludlow-Bonebed mit *Pterygotus* das Walliser „Oberdownton", bestehend aus dem Downton castle Sandstein mit *Lingula* und den Temeside-Schiefern mit marinen Mollusken, *Pterygotus* und Agnathen. Darüber folgen 1000 m Tone und dolomitische

Mergel und 200 m bunte Sandsteine, das sogenannte Dittonian, gekennzeichnet durch verschiedene Arten von *Pteraspis*. Es ist noch heute umstritten, wo in dieser Serie die Obergrenze des Gedinne zu suchen ist und ob letzteres nicht zum Teil dem Oberludlow angehört.

Nach einer Lücke folgt das Obere Old red (Farlovian), braune Sandsteine und rote Schiefer. Im Süden deutet ein Karbonatgehalt auf marine Ingressionen hin. Crossopterygier *(Holoptychius)*, Süßwassermuscheln *(Archanodon)* und Pflanzenreste sind bezeichnend.

Die Walliser Senke war also gelegentlich vom Meere beeinflußt (paralisch), aber zumeist von diesem durch eine Landbarre getrennt, die sich bis zum Nordrand der Ardennen bemerkbar macht (rote Einlagerungen im rheinischen Devon).

2. In der kaledonischen Senke Nordenglands (Cheviot hills) und Südschottlands liegt dagegen der Typus einer limnischen Innensenke mit regem Vulkanismus vor.

Das Untere Old red (bis 3700 m) beginnt diskordant über Obersilur mit Konglomeraten oder mit mächtigen vulkanischen Ergüssen (Andesit, Dazit). Höher folgen feinkörnige Sandsteine und Schiefer, unten dunkel- oben hellrot gefärbt. Placodermen treten auf.

Das Obere Old red folgt wieder diskordant (Orkadische oder Svalbard-Phase, s. S. 194) darüber und besteht aus Konglomerat und Sandstein mit zunehmendem Karbonatgehalt; es geht allmählich in marines Karbon über. Die Fauna entspricht der in Wales.

3. Die Orkadische Senke Nordschottlands und der Orkney-Inseln zeigt ein abweichendes Profil. Das Untere Old red ist nur schwach vertreten; dafür ist das im Süden fehlende Mittlere Old red (Orcadian) mehrere 1000 m mächtig und besteht aus einer rhythmischen Wiederholung von Sandstein, Schieferton und Kalk. Für die Fauna sind *Coccosteus* und *Dipterus* bezeichnend. Das Obere Old red ist dem im Süden ähnlich.

Außerhalb dieser drei Senken findet man nur Oberes Old red, welches über das eingeebnete ältere Gebirge übergreift. Ganz ähnlichen Verhältnissen begegnet man später im Rotliegenden Mitteleuropas.

Im norwegischen Hochgebirge ist terrestrisches Oberludlow und älteres Old red bei Trondhjem und Röros bekannt. Es handelt sich anscheinend auch um Innensenken, ebenso wie im mächtigen Mittleren Old red von Bergen, welches sich in einer SSW streichenden Senke unter die Nordsee fortsetzen dürfte. Das kontinentale Devon ist auch in der Arktis weit verbreitet: kohlenführendes Oberdevon auf der Bäreninsel, Unterdevon mit *Pterapsis* und brackisches Oberdevon auf Spitzbergen, Old red in Ostgrönland.

Die Altrotsandsteine Englands sind teils als Sedimente von Süßwasserseen, teils als Wüstenbildungen gedeutet worden. Für ein warmtrockenes Klima wurden sowohl die anorganischen Erscheinungen, wie Rotfärbung, Trockenrisse, Kreuzschichtung, als auch die an Trockenheit angepaßte Tierwelt (Lungenfische) angeführt. Es ist an Verhältnisse gedacht worden, wie sie heute im zentralen Australien und in der Sahara herrschen. Mit Recht ist indessen darauf hinzuweisen (E. KAISER, BEURLEN), daß bei der spärlichen Vegetation kein Anlaß zu einer Reduktion des Eisens vorlag und daß daher die rote Farbe damals für ein Trockenklima nicht beweisend war. Kreuzschichtung kann sich in bewegtem Wasser (Delta von Flüssen) oder durch Wind (Dünen) bilden. Das Kriterium der Abflußlosigkeit trifft für die Innensenken indessen wohl zu, während bei der Walliser Außensenke wohl eher an Ästuare des Ufergürtels zu denken ist, was auch die Wanderung der Fischfauna erklären würde.

b) Die westeuropäische Meeresprovinz

Dieses Gebiet war im Jungpaläozoikum Schauplatz der starken variscischen Gebirgsbildung. Eine vorbereitende Bodenunruhe bildet sich schon im Devon in einem lebhaften Fazieswechsel ab, wobei aber die einzelnen Faziestypen weltweite Verbreitung haben. Insbesondere im Unterdevon ist eine Unterscheidung sandiger durchlüfteter Meeresböden mit reichem Benthos und sauerstoffarmer tonig-kalkiger Böden mit nektonischer Fauna (nach H. SCHMIDT) deutlich. Dieser Gegensatz wird oft mit der üblichen Einteilung in rheinische und hercynische Fazies gleichgestellt, was insofern mißverständlich ist, als die zum „Herzyn" gerechneten Riffkalke Böhmens jedenfalls nicht als Stillwasserbildungen bezeichnet werden können. Sie stellen somit einen besonderen Typus dar, der allerdings als Schwellenbildung oft mit hercynischer Beckenfazies verknüpft ist. Im folgenden wird zuerst im Teilgebiet Mitteleuropas jede der drei Hauptstufen getrennt behandelt.

a) Mitteleuropa (Nordbecken)

Unterdevon

Im Rheinischen Schiefergebirge (S. 185) und in den Ardennen ist eine Konkordanz zwischen Silur und Devon nach KEGEL nur in einem schmalen Streifen am Nordrand zwischen Artois und Sauerland sichergestellt. In Brabant und im Hauptteil des Rheinischen Gebirges fehlen die Grenzschichten, und auf dem Kambrium oder tieferen Silur liegt diskordant (ardennische Phase) die

Gedinne-Stufe. Sie beginnt mit Konglomeraten (Fépin-Konglomerat), über denen marine Schiefer (Mondrepuits), dann zum Teil auch bunte Schiefer mit *Pteraspis* lagern. Im Sauerland stellt BEYER (s. S. 186) die Folge Hüinghäuser, Verse- und bunte Ebbe-Schichten ins Oberludlow, während W. SCHMIDT die Hüinghäuser Schichten dem Walliser Downton, die Verse- und bunte Ebbe-Schichten den unteren *Pteraspis*-Zonen des Dittonian und damit dem Devon zuweist. Nach DAHMER und BEYER ist also das Gedinne der Ardennen und des Rheinischen Schiefergebirges ident mit dem Oberludlow, nach W. SCHMIDT jünger als dieses. Die Folge wird über 1500 m mächtig, besteht aus Grauwacken und sandigen Tonschiefern und entspricht einem Flachmeer mit nach Norden zunehmenden kontinentalen Einstreuungen, die sich noch in der folgenden

Siegener Stufe bemerkbar machen. Diese Abteilung ist im Norden bunt gefärbt und wenig mächtig, erreicht aber südlich vom Venn und im Siegerland 3000 m und mehr. Die Normalfazies ist eine Flachwasserbildung mit folgender Gliederung von oben nach unten:

Ulmen-Gruppe (SOLLE 1954). Hierzu: Saxler-Schichten — sandige Schiefer mit primärer Rotfärbung, Herdorfer Schichten-Tonschiefer und plattige Grauwacken. Wichtig sind: *Spirifer arduennensis, Rensselaeria crassicosta, Tropidoleptus carinatus, Stropheodonta sedgwicki, Orthis circularis;* auch Muscheln, Tentaculiten und Trilobiten treten auf. Bankweise sind

Pflanzen des Flachwassers *(Zosterophyllum, Hostimella)* eingestreut. Bedeutsam ist das Auftreten von Placodermen und Gigantostraken.

Rauhflaser Schichten. Sandige Schiefer mit der sogenannten Seifener Fauna (Westerwald): *Spirifer hystericus, Sp. primaevus, Orthis personata, O. provulvaria, Athyris avirostris.* Unten häufig Crinoidenbänke.

Tonschiefer-Horizont. Wichtig ist *Rensselaeria strigiceps,* die aber auch höher hinaufreicht. Kohlenflözchen in der Eifel sollen auf eingeschwemmte Psilophyten *(Taeniocrada = Haliserites decheniana)* zurückgehen.

Während diese Fazies vorwiegend sandig-tonige Gesteine aufweist, ist weiter im Süden eine Trennung in liegenden Taunusquarzit und hangende Hunsrückschiefer möglich. Der helle, zum Teil grobkörnige Taunusquarzit enthält die Fauna der tieferen Siegener Schichten. In dem schwarzen Hunsrückschiefer, einer Ablagerung landfernen Wassers, treten Trilobiten, Crinoiden, Zweischaler und der Seestern *Encrinaster (= Aspidosoma) tischbeini* auf. In Grauwackeneinlagerungen sind *Orthoceras, Cyrtoceras* und die ersten Goniatiten *(Aphyllites fidelis, Agoniatites falcistria)* bekannt. Die seltenen Brachiopoden stellen eine Mischung typischer Siegener Formen mit jüngeren Koblenz-Formen dar. Nach SIMPSON (1940) ist der Hunsrückschiefer eine Fazies des hohen Siegen und des tiefsten Unterkoblenz.

Die Koblenz-Stufe, heute auch oft als Ems-Stufe bezeichnet, ist ebenfalls sandig-schieferig; eine Dreigliederung durch Einschaltung eines hellen Quarzites ist möglich. Verschwunden ist hier *Rensselaeria,* an deren Stelle *Trigeria* häufig ist; von Spiriferen erscheinen an Stelle der *primaevus-Gruppe* unten *Sp. hercyniae,* oben *Sp. paradoxus.*

Zu Beginn der Koblenzzeit haben Bodenbewegungen stattgefunden, durch welche der „Siegerländer Block" herausgehoben wurde; das Unterkoblenzmeer ist entsprechend stark verengt. Erst das Oberkoblenz greift wieder nördlich vom Siegerländer Block vor, so daß dieser nunmehr eine durch das ganze spätere Devon persistierende Schwelle bildet. Eine regere vulkanische Tätigkeit setzt ein (Keratophyre und Porphyre). Das Profil lautet von oben nach unten:

Oberkoblenz-Stufe, Sandsteine und Tonschiefer mit *Spirifer paradoxus, Sp. carinatus, Rhynchonella dalcidensis, Rh. pila, Orthothetes umbraculum, Chonetes dilatata, Athyris caeresana,* Muscheln und Trilobiten. Eine landnahe, bunte und konglomeratische Fazies mit Muscheln ist besonders im Norden bekannt. Das Oberkoblenz beginnt gelegentlich mit dem hellen Koblenz-Quarzit (Zweischaler) und liegt oft transgressiv. Im südlichen Schiefergebirge unterscheidet man von oben: Kondel-Gruppe, Laubacher Sch., Hohenreiner Sch., Koblenz-Quarzit. Bis 1200 m mächtig.

Unterkoblenz-Stufe. Eine Folge von Grauwacken und Tonschiefern, in die am Mittelrhein mächtige Keratophyre und Porphyroide eingelagert sind. Bezeichnend sind vor allem *Sp. arduennensis* (auch höher) und *Sp. hercyniae.* Gelegentlich dreigeteilt:

Oben: Oberstadtfelder Zone, Sandsteine mit reicher Fauna; leitend *Pleurodictyum problematicum.*

Mitte: Quarzite und Schiefer mit *Lodanella mira* und *Palaeosolen.*

Unten: Sandsteine mit *Prosocoelus beushauseni.*

Im Norden sind auch hier bunte, konglomeratische Schichten als Zeugen eines Uferrandes bekannt. Mächtigkeit bis 2300 m.

Die früher als oberstes Unterdevon abgetrennte Cultrijugatus-Stufe wird heute nicht mehr ausgeschieden, da *Sp. cultrijugatus* in das Mitteldevon hinaufreicht. Der untere, im Süden schieferige, im Norden sandig-litorale Teil wird demnach dem Oberkoblenz (Kondel-Gr.),

der obere, aus Tonschiefern mit Eisenoolithen und Mergeln bestehende Teil (Laucher Schichten) wird der Eifelstufe zugerechnet.

Das hercynisch-böhmische Unterdevon (Kellerwald-Marburg, Harz, Böhmen). Am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges und im Harz herrscht eine abweichende, zum Teil gemischte Entwicklung. Die tieferen Teile der Folge, welche mit dem Unterkoblenz, vielleicht auch etwas tiefer beginnen, bestehen aus Kalken mit Korallen und Tentaculiten, Kalkmergeln (mit *Rhynchonella princeps, Spirifer hercyniae* und anderen), Knollenkalken mit *Agoniatites (Mimagoniatites) zorgensis* und Schiefern mit *Dalmanites tuberculatus* und *Phacops fecundus*. Stellenweise werden sie durch eine Kalkgrauwacke (Erbsloch) ersetzt, welche ein Gemisch von rheinischen und böhmischen (Konjeprus-)Formen enthält. Im Harz zeigt sich eine deutliche Gliederung in Becken mit mächtigeren sandig-tonigen und Schwellen mit dünnen kalkig-mergeligen Sedimenten. Das höhere Koblenz ist dagegen sowohl am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges (Michelbacher Schichten) als auch im Harz (Kahleberg-Sandstein) rheinisch, d. h. sandig-schieferig entwickelt und liegt deutlich transgressiv.

Dieser gemischten Ausbildung steht in der Böhmischen Masse eine rein kalkige Fazies gegenüber. Nach KEGEL und W. SCHMIDT (1939) sind die früher zum Mitteldevon gerechneten Tentaculitenkalke und -schiefer Thüringens, welche ohne sichtbare Diskordanz das Silur überlagern, zum Teil unterdevonisch; dann wäre hier die Verbindung zu suchen. Die typische böhmische Ausbildung in der Prager Mulde hat folgende charakteristische Merkmale:

1. Vorwiegend kalkige Fazies, aber mit auffallender Differenzierung in Massenkalke mit Korallen, Brachiopoden und dickschaligen Muscheln und in bituminöse Plattenkalke und Mergel mit Tentaculiten, Nautiloideen, dünnschaligen Muscheln, Schnecken und Trilobiten.

2. Konkordanz und enge Verknüpfung mit dem Silur.

3. Geringere Mächtigkeit: in Böhmen meist unter 100 m gegen die mehreren 1000 m im rheinischen Gebirge.

Die Gliederung ist wie folgt (von oben):

Stufe G — Branik- oder Mnenian-Kalk. Vermutlich gehört nur der untere Teil (G_1) dem Unterdevon an. Es treten in enger Verknüpfung Korallenkalke, rote Cephalopodenkalke *(Aphyllites fidelis, Anarcestes praecursor, Gyroceratites)* und graue Plattenkalke mit Trilobiten *(Phacops fecundus, Odontochile* und andere) auf.

Stufe F — Konjeprus-Kalk (Riffe) und Plattenkalk von Kosor. Die weißen Riffkalke (20 bis 60 m) führen Korallen, berippte Brachiopoden *(Spirifer nerei), Pentamerus sieberi, Rhynchonella princeps, Rhynch. nympha, Karpinskya consuelo),* dickschalige Muscheln und Schnecken. Die nur 3 bis 4 m mächtigen bituminösen Plattenkalke enthalten Tentaculiten, dünnschalige Muscheln, Trilobiten und zahlreiche Nautiloideen. Brachiopoden treten zurück. Im wesentlichen entspricht diese Stufe dem Koblenz.

Stufe E_3 — Kalke von Lochkov, oft noch zum Silur gerechnet, aber nach HERITSCH im hangenden Teil $E_3\gamma$ ein Äquivalent der Gedinne- und Siegener Stufe. Auch hier besteht eine Differenzierung in Riffkalke mit Korallen und bituminöse Plattenkalke und Schiefer. Diese enthalten eine teils spezifische, teils typisch devonische Fauna. Auch die Brachiopoden *(Spirifer nerei, Sp. inchoans, Karpinskya conjugula)* sind devonisch. Bezeichnend ist der Reichtum an dünnschaligen Nautiloideen, Muscheln und Hercynellen. Es tritt aber noch ein letzter Graptolith *(Monogr. hercynicus)* auf.

Die Faziesdifferenzierung, welche im Norden erst im Mitteldevon einsetzt, ist hier schon im Unterdevon voll entwickelt.

Ostteil des Nordbeckens. Das Unterdevon fehlt in Sachsen und in den Westsudeten infolge einer Heraushebung in kaledonischer Zeit. In den Ostsudeten sind dagegen zum Teil stark metamorphe Quarzite bekannt (Krummendorfer Dattelquarze), die eine kleine unterdevonische Fauna enthalten; ihr Alter ist Unterkoblenz (FRECH) oder Siegener Stufe (E. KAYSER, WILSCHOWITZ). Weiter im Süden sind sie in Mähren durch rote Sandsteine ersetzt oder fehlen ganz (Krakow), so daß hier keine Verbindung mit

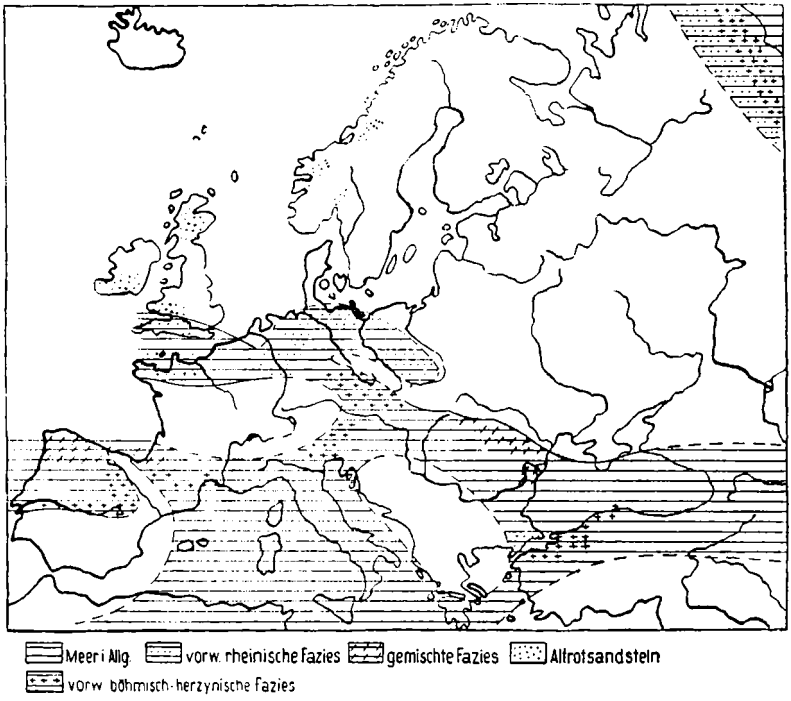


Abb. 82. Das unterdevonische Meer in Europa.

dem Südmeer bestand. Das erweisen auch die Verhältnisse im polnischen Mittelgebirge, in dessen südlichen Teilen nach CZARNOCKI die Koblenz-Stufe als Placodermen-Sandstein diskordant über Silur liegt, während im Norden Gedinne in Flachwasserfazies konkordant auf Gotlandium lagert; die spärliche Fauna trägt vielleicht Reliktcharakter. Dann folgt eine Lücke (? erische Phase), welche der Siegener Stufe entspricht. Das höhere Unterdevon ist wieder vorhanden, wobei im Unterkoblenz noch Placodermensandsteine herrschen, während das Oberkoblenz durch typisch rheinische Spirifersandsteine, die *cultrijugatus*-Schichten durch Mergel vertreten sind.

H. SCHMIDT nimmt für die Koblenzzeit zwei getrennte Becken an, in denen beide Faziestypen vertreten sind. Es wäre aber auch denkbar, daß das ostsudetisch-polnische Gebiet durch eine von Westen kommende Transgression überflutet wurde und vom böhmischen Becken

durch einen Landsporn Podolien—Mähren—Erzgebirge getrennt war. Dagegen ist eine Verbindung Böhmen—Kellerwald über Thüringen nach neuen Befunden möglich (Abb. 82).

Westteil des Nordbeckens. Die geschilderten Verhältnisse sprechen für eine Fortsetzung des Nordbeckens nach Westen, die sich in der Tat in Südengland und in der Bretagne beobachten läßt.

In Devonshire herrscht im Norden kontinentale Old red-Fazies; weiter im Süden ist diese auf die Basis beschränkt (Foreland grits), während höher die Sandsteine und Schiefer der Lynton beds die Siegener und Koblenz-Stufe in rheinischer Ausbildung vertreten. In Cornwall ist auch der tiefste Teil des Devons (Meadfoot beds) marin und liegt konkordant auf Silur. Die hangenden Staddon-Sandsteine mit Spiriferen sind wieder Koblenz in rheinischer Fazies.

Im Cotentin und der mittleren Bretagne (Laval) ist das Unterdevon vollständig und bis 1000 m mächtig. Über mächtigen Quarziten der Gedinne-Stufe folgen Sandsteine mit *Orthis monieri* (Ober-Siegen), dann Schiefer mit *Athyris undata*, denen Kalklinsen mit hercynischen Elementen eingelagert sind (Unterkoblenz). Oberkoblenz und *cultrijugatus*-Stufe sind durch Grauwacken vertreten. Weiter im Süden (Angers) fehlt wieder das tiefste Unterdevon und die Siegener Sandsteine mit *Orthis monieri* liegen transgressiv. Das höhere Unterdevon zeigt einen rheinisch-hercynischen Mischtypus. Noch weiter im Süden (Ancenis) fehlt das Unterdevon ganz.

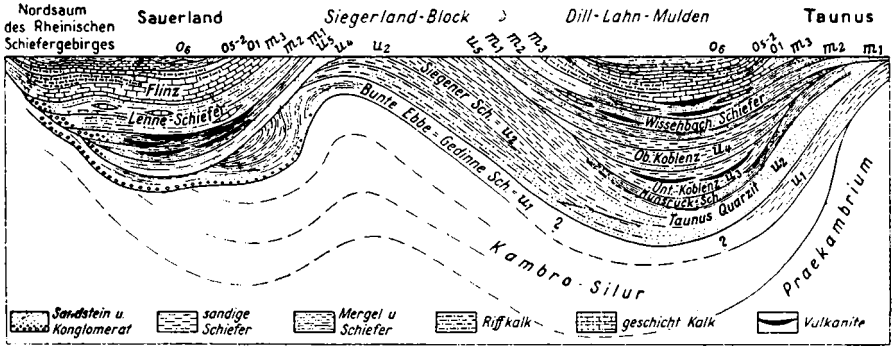


Abb. 83. Stratigraphisches Profil durch das Rheinische Devonbecken; stark schematisiert und überhöht.

Im ganzen lag also auch hier ein zunächst schmales, aber tiefes Becken, welches sich dann fortdauernd nach Norden erweiterte. Die hercynischen Einschläge erinnern an den Ostrand des rheinischen Gebirges, besitzen aber spezifische Elemente, welche in Südeuropa wiederkehren, so daß eine marine Verbindung zum Südmeer westlich von Frankreich möglich wäre.

Mitteldevon

Die starke fazielle Differenzierung, welche in Böhmen schon im Unterdevon einsetzte, wird nun allgemein; Sandsteine treten zurück. Die starke Faziesverzahnung läßt einheitliche Bezirke kaum ausscheiden; andererseits ist der Fazieskomplex als Ganzes weit über den Bereich Europas verfolgbar. Die durch den Fazieswechsel belegte Boden-

unruhe wird noch durch den submarinen Vulkanismus unterstrichen, der nun vorwiegend Diabase und basische Tuffe (Schalsteine) fördert.

Im Rheinischen Schiefergebirge ist die Gliederung typisch:

Untere oder Eifel-Stufe *(Anarcestes-* bzw. *Calceola-Stufe).* Der Nordrand des Beckens (Aachen, nördliche Dinant-Mulde) ist wieder durch bunte, zum Teil grobklastische Schiefer gekennzeichnet. In der Eifel liegt eine kalkig-mergelige Fazies mit Brachiopoden und Korallen; gelegentlich treten schon kleine Riffe auf. Diabase und Keratophyre sind eingeschaltet.

Unter den Spiriferen sind leitend: *Sp. intermedius, Sp. supraspeciosus, Sp. ostiolatus, Sp. elegans,* daneben *Atrypa, Athyris, Merista, Cyrtina, Retzia, Orthis, Orthothetes.* Bei den Korallen ist *Calceola sandalina var. lata* leitend. Nach Tetrakorallen unterscheidet WEDEKIND vier Zonen (S. 215). Entsprechend trennt man von unten: Laucher, Nohner, Gondelsheimer Schichten und *ostiolatus*-Horizont. Auch Tabulaten und Stromatoporen sind häufig. Von Trilobiten *Phacops schlotheimi.* Im Hangenden liegt oft eine Crinoidenschicht *(Cupressocrinus, Poteriocrinus* und andere).

Im Sauerland ist die Flachwasserbildung der Lenneschiefer zwischen dem Nordsaum und dem Siegerländer Landkern verbreitet (sandige, zum Teil bunte Schiefer und Grauwacken). In der spärlichen Fauna treten Pflanzen und Brackwassermuscheln *(Amnigenia rhenana)* auf. Eine Lokalgliederung in vier Unterstufen ist möglich (Hohenhöfer = Laucher, Hobräcker, Mühlenberg- und Selscheider Schichten).

Weiter im Osten herrscht eine typische Stillwasserfazies von Tentaculiten- (Styliolinen-) Schiefern und schwarzen „Wissenbacher" Schiefern mit verkiesten Goniatiten. Unten treten *Anarcestes lateseptatus,* oben *Pinacites jugleri* und *Foordites occultus* auf. In kalkigen Einlagerungen (Greifensteiner und Ballersbacher Kalk unten, Günteröder Kalk oben) sind Trilobiten und Hercynellen häufig.

Im Süden greift das Meer weit über, da sandig-konglomeratische Schichten mit *Calceola* noch vom Nordrande der Vogesen bekannt sind.

Obere oder Givet-Stufe (*Maeneceras-* bzw. *Stringocephalus*-Stufe). Auch hier ist am Nordrand (Aachen, Brabant) ein litoraler Saum bunter klastischer Gesteine vorhanden, der nunmehr nordwärts zurückgedrängt wird und zum Teil transgressiv auf Silur liegt. Weiter südwärts ist eine Verzahnung von Riff-Fazies, Plattenkalken und Tentaculitenschiefern bezeichnend.

Allgemein verbreitet ist die Leitform *Stringocephalus burtini; Spirifer mediotextus* und *Sp. mucronatus* sind bedeutsam. Trilobiten und Nautiloideen treten häufig auf. Weiter verbreitet sind Stromatoporen. Eine Gliederung in zwei Unterstufen bzw. vier Zonen läßt sich an Hand der Korallen (S. 215) durchführen. Unten sind *Newberria* (*caiqua*-Schicht) und glatte *Uncites* bezeichnend.

In der Eifel herrschen unten Kalke und Mergel (Rommersheimer und Fleringer Schichten), höher oben Riffkalke bzw. Dolomite. Im Sauerland liegen unten die oberen Lenneschiefer (Honseler Schichten), welche im Gegensatz zum Liegenden Kalklinsen enthalten. In der oberen Abteilung erscheint am nördlichen Ufer ein Riffsaum von Massenkalken mit *Actinostroma* und *Amphipora rimosa*; weiter südlich und im Lahngebiet herrschen dunkle Plattenkalke (Flinz) und Schiefer mit Tentaculiten, Styliolinen, Schnecken, *Buchiola* und anderen. Diese Stillwasserfazies geht ostwärts in eine tiefere Ammonitenfazies über: dunkle „Wissenbacher" Schiefer mit Pyrit und Knollen-

kalke (Odershäuser Kalk mit Goniatiten, *Pentamerus rhenanus, Posidonia, Buchiola*). Von den Ammoniten sind *Maenioceras, Anarcestes, Agoniatites* unten, *Parodiceras* oben wichtig. Mächtige Diabase und Schalsteine (Lahn bis 1000 m) sind besonders in der Mitte verbreitet; über ihnen lagert oft ein Roteisenerzhorizont, auf den die Massenkalke der Oberstufe folgen.

Im Süden liegt der Uferrand am Nordrande der Vogesen, wo sandig-tonige Stringocephalenschichten mit Eruptivgesteinen auftreten.

Ostteil des Nordbeckens. Im Harz läßt sich eine dünne kalkige Schwellenfazies und eine mächtige Beckenfazies von Mergeln und Wissenbacher Schiefern unterscheiden. Einschaltungen von Diabasen und Schalsteinen sind besonders in der Mitte häufig; über ihnen liegt ein wichtiger Roteisenerzhorizont; die höhere Givet-Stufe kann (auf Schwellen) als Riffkalk ausgebildet sein.

In Ostthüringen und Sachsen dauert die Stillwasserfazies von dunklen Schiefern mit *Styliolina* und *Tentaculites* an, mit gelegentlicher Einlagerung sandiger Kalkknollen, welche *Favosites,* Brachiopoden und Nautiloideen enthalten. Der Givet-Stufe entsprechen die Schwarzschiefer.

In Böhmen (Prager Mulde) ist die Ähnlichkeit mit dem Nordbecken nun größer. Profil von oben:

Stufe H — Schiefer von Hostim; sandig-tonige Folge mit spärlichen marinen Fossilien und mit Pflanzenresten, als Fazies eines verlandenden Meeres. Unten kommt *Stringocephalus* vor.

Stufe G 3 — Kalk von Hlubocep: Knollenkalke mit *Anarcestes vittiger, Foordites occultus,* Muscheln und Schnecken. Obere *Calceola*-Schichten.

Stufe G 2 — Schiefer von Daleje. Kalkige Schiefer mit Tentaculiten, Goniatiten, Muscheln, Schnecken und Trilobiten. Untere *Calceola*-Schichten.

Stufe G 3 — Mnenian. Die tieferen Riffkalke sind Unterdevon (s. oben); die höheren Knollenkalke mit Cephalopoden und Trilobiten dürften mitteldevonisch sein.

In den Sudeten fehlt Mitteldevon im ganzen Westen. In den Ostsudeten und in Mähren ist dagegen eine an das Rheinland erinnernde Entwicklung vorhanden, wobei die Eifel-Stufe noch fehlen kann oder durch Diabase vertreten wird. Die Givet-Stufe besteht teils aus Tentaculitenschiefern, teils aus Riffkalken, welche den Mährischen Karst zusammensetzen. Eisenerze sind in ähnlicher Stellung wie im Harz bekannt. Weiter im Südosten (Krakow) liegt das Mitteldevon transgressiv über älterem Untergrund und zeigt den Durchbruch nach dem Südmeer an.

Im Polnischen Mittelgebirge ist die Entwicklung ähnlich und zeigt eine Gliederung in Schwellen mit Riffkalken und Becken mit bituminösen Plattenkalken und Schiefern.

Westteil des Nordbeckens. Die transgressive Tendenz ist auch hier deutlich. Der Saum des nördlichen Kontinents ist in Devonshire durch die sandig-schieferigen Hangman grits gekennzeichnet. In Cornwall ist die Eifel-Stufe kalkig-tonig, die Givet-Stufe rein kalkig. In der mittleren Bretagne wird der tiefste Teil des Beckens durch Schiefer mit Knollenkalken gekennzeichnet. In der Südbretagne (Ancenis) transgrediert das Mitteldevon mit Basiskonglomeraten über Silur.

Überall mit Ausnahme von Innerböhmen setzt also eine Transgression ein, die vorwiegend nach Osten und Süden gerichtet ist.

Oberdevon

Eine auf Brachiopoden beruhende Gliederung läßt allgemein die liegende Frasne- und die hangende Famenne-Stufe unterscheiden. Die hier viel häufigeren Goniatiten erlauben die Famenne-Stufe in fünf Zonen (9 Subzonen) zu gliedern; sie entspricht daher einem viel längeren Zeitraum.

Rheinisches Gebirge. I. Frasne- oder Manticoceras-Stufe (Adorfer Stufe). In Belgien und bei Düsseldorf dauert die Riffkalkbildung bis ins Untere Oberdevon an. Neben den riffbildenden Korallen und Stromatoporen sind Brachiopoden häufig, insbesondere die weltweit verbreitete Leitform *Rhynchonella (Hypothyris) cuboides,* daneben *Rhynch. (Pugnax) pugnus, Spirifer verneuili, Sp. archiaci* und andere. Diese Formen treten neben Trilobiten und Muscheln auch in fossilreichen Mergeln auf, welche die Riffkalke ganz oder teilweise ersetzen können. Im oberen Teile der Stufe sind in der Eifel dunkle Schiefer mit verkiesten Goniatiten (Büdesheimer Schichten) und schwarze Kalke mit *Buchiola retrostriata* und Cypridinen (Kellwasserkalke) häufig.

Diese Verzahnung von Riff- und Zwischenriffbildungen ist auch im Westteil des rechtsrheinischen Gebietes bekannt und greift gegen den roten Kontinent im Norden vor. Weiter im Osten wird sie immer mehr durch dunkle Plattenkalke und schwarze Büdesheimer Schiefer mit Goniatiten ersetzt. Dabei sind unten *Gephyroceras* und *Pharciceras* leitend, während oben *Manticoceras, Beloceras* und *Crickites* erscheinen. Im Dill- und Lahngebiet treten in der *Pharciceras*-Subzone Roteisenerze auf.

In der Famenne-Stufe unterscheidet man 5 Unterstufen (von unten): II. Cheiloceras = Nehdener Stufe, III. bis IV. Prolobites-Prionoceras = Hemberg-Stufe, V. bis VI. Orthoclymenia-Wocklumeria = Dasberg-Stufe. Die Unterstufen III bis VI werden auch als Clymenien-Stufe bezeichnet. Hier fehlen Riffbildungen; am Nordsaum, zum Teil auch am Rande des Siegerländer Blockes sind nun regressive Tendenzen bemerkbar: Schiefer mit litoraler Fauna, Sandsteine mit Pflanzen und bunte Gesteine. In den tieferen Beckenteilen und im Osten herrscht dagegen die Fazies bunter Knollenkalke mit Cephalopoden und mit ihnen wechsellagernder bunter Cypridinenschiefer mit *Entomis serratostriata.* Die weltweit verbreitete Gliederung nach Cephalopoden ist in Tabelle V dargestellt.

Die Cephalopodenkalke reichen oft nur bis zur Zone V, hören gelegentlich schon früher auf. Die Stufe VI liegt dann zuweilen diskordant und ist am Nordsaum durch bunte Schiefer (Fossley), am Siegerländer Block durch Sandsteine (Pönsandstein) vertreten. Diese älteste Phase der variscischen Tektogenese wird als marsische Phase bezeichnet. Für die nun einsetzende Bodenunruhe ist kennzeichnend, daß die Zonen II bis VI gelegentlich durch Alaun- und Kieselschiefer mit Schalenkrebsen *(Entomis)* und dünnschaligen Muscheln *(Posidonia, Buchiola)* ersetzt sind; das ist ein frühes Einsetzen der „Kulmfazies" (s. bei Karbon).

Ostteil des Nordbeckens. Im Harz ist in der Frasne-Stufe die Ausbildung als Iberger Massenkalk *(Rhynch. cuboides)* noch vorhanden. Häufiger beginnt aber schon hier eine in den Zonen II bis VI vorherrschende Gliederung in dünne (20 m) Schwellen- (Adorfer Kalk mit Goniatiten und Clymenien) Kalke und mächtige (200 m) Becken- (Büdesheimer Schiefer und Cypridinenschiefer) Sedimente. Diese Elemente sind schon deut-

lich variscisch (NO-SW) orientiert. Die im Unterharz vorhandene Folge Bandschiefer (I) – Buntschiefer (II bis IV) – Tanner Grauwacke (V bis VI) stellt auch eine Vorwegnahme der Kulmfazies dar.

In Thüringen, Franken und Sachsen ist die Sedimentation ebenfalls unruhig. An der Basis liegen oft Diabase und Schalsteine; es folgen entweder Flaserkalke mit Cephalopoden oder Grauwacken mit Kalklinsen, die Korallen und Brachiopoden enthalten. Bei Planschwitz sind sie mit Tuffen verknüpft. Höher zeigt sich ebenfalls eine Gliederung in Schwellen (Flaserkalke mit Cephalopoden) und Becken (Cypridinenschiefer), daneben treten aber auch Konglomerate, Gauwacken und Kieselschiefer (Kulmfazies) auf. Während in Böhmen das Oberdevon fehlt[1]), besteht in den Westsudeten eine Transgression. Über vordevonische Sedimente oder Eruptiva greift bei Freiburg die Zone I als dunkler Plattenkalk, bei Ebersdorf die Zone II als Hauptkalk mit Korallen und Brachiopoden über. Die Zone II wird durch Tonschiefer mit *Posidonia venusta* und *Buchiola retrostriata* vertreten. Höher folgen Knollenkalke mit Clymenien und Tonschiefer mit *Phacops bergicus*. Weiter im Süden ist auch das oberste Devon kalkig. Eine Diskordanz liegt erst über der *Gattendorfia*-Stufe (Nassauische Phase).

In den Ostsudeten und in Mähren greift das Oberdevon nach Westen über Kristallin über. Neben der Normalfazies von Brachiopodenkalken (Zone I) und Cephalopodenkalken mit Ostrakodenschichten (Zonen II bis V) herrscht im Gesenke die „Kulmfazies" der Engelsberger Schichten – Kalkgrauwacken und Schiefer. Die Zone VI besteht aus bituminösen Cypridinenschiefern, über denen eine Diskordanz liegt.

Weiter im Osten, bei Krakow, zeigen die oberdevonischen Kalke mit Brachiopoden und Stromatoporen Beziehungen zu Osteuropa.

Das Oberdevon des Polnischen Mittelgebirges hat durchaus westeuropäischen Charakter mit Massenkalken (Kadzielna) der Zone I, Kalkschiefern mit *Cheiloceras* der Zone II (Lagow) und Tonschiefern, Mergeln und dünnbankigen Kalken mit Clymenien und Goniatiten der Zonen III bis VI. Oben zeigen Pflanzenreste eine Verflachung an.

Westteil des Nordbeckens. In Devonshire ist das tiefere Oberdevon auch rein marin: Schiefer mit Kalklagen und *cuboides*-Fauna (Ilfracombe und Morte-Schichten). Höher folgen Schiefer und Sandsteine mit Pflanzen und litoraler Fauna.

In Cornwall liegen unten Kalke, oben Schiefer mit Goniatiten und Clymenien, zum Teil durch Radiolarienschiefer und Kissenlaven ersetzt. Es ist die Tiefenfazies der Geosynklinale.

In der mittleren Bretagne besteht die Zone I aus Kalkschiefern mit Brachiopoden, Zone II aus bituminösen Kalken und Schiefern mit *Cheiloceras*. Höhere Zonen fehlen hier.

Bei Angers (weiter im Süden) liegen über den *Cuboides*-Kalken (Zone I) diskordant, mit konglomeratischer Basis, die Zonen V und VI mit typischen Ammonoideen und Trilobiten; die Zonen II bis IV fehlen. Bei Ancenis liegt sogar Kulm unmittelbar auf Oberdevon I.

Während sich also hier die unruhigen Verhältnisse Mitteleuropas wiederholen, greift das Oberdevon am Nordrande des Zentralplateaus (ähnlich wie in den Westsudeten!) weit nach Süden vor. Im Morvan transgredieren über das Kristallin „Iberger Kalke" der Zone I; über ihnen liegen sandige Schiefer mit Tuffen und Ergußgesteinen und mit Cephalopoden der Zonen II bis V. Diese „Kulmfazies" ist dann noch in den Süd-

[1]) Die Schiefer von Hostim können zum Teil oberdevonisch sein.

vogesen und im südlichen Schwarzwald bekannt. Zwischen Zentralplateau und Süddeutschland stößt also das Meer südwärts vor und findet vielleicht Anschluß an das Südbecken.

Man kann also ganz allgemein sagen, daß im unteren Oberdevon noch transgressive Tendenzen vorwalten, während später eine unruhige Entwicklung einsetzt: am Nordsaume wiegen regressive Tendenzen vor; im Innern beobachtet man teils eine Vertiefung, teils Heraushebungen; im Süden und im Osten herrscht eine Transgression vor, mit Ausnahme von Böhmen, welches nun aufsteigt.

β) Südbecken

Faziell schließt sich dieses im allgemeinen weniger gut erschlossene Gebiet eng an die hercynisch-böhmische Fazies an.

In Podolien ist am Westrande des kristallinen Massivs ein Stück des östlichen Ufersaumes sichtbar. Über dem Gotlandium folgen konkordant rote Sandsteine mit *Pteraspis*, die teils bis ins Mitteldevon hinaufreichen, teils durch bunte Schiefer oder durch Mergel und Kalke mit böhmischer Unterdevon-Fauna überlagert werden. Vom Mitteldevon sind nur einige *Amphipora*-Riffe bekannt; später zieht sich das Meer westwärts zurück.

Bei Graz liegen über Gotlandium Tonschiefer und Sandsteine mit Placodermen (Gedinne-Stufe). Dann folgen helle Sandsteine und Dolomite mit Diabastuffen, oben in korallenführende Dolomite übergehend (im wesentlichen Siegener Stufe). Der Koblenz-Stufe werden Korallenkalke mit *Heliolites barrandei* zugerechnet; sie gehen nach oben in Kalkschiefer mit Brachiopoden, insbesondere mit berippten Pentameren über, die nach HERITSCH schon zur unteren Eifelstufe gehören. Höher folgen Flaserkalke mit Diabasen der Stringocephalenstufe und bunte Flaserkalke mit Clymenien; das tiefere Oberdevon scheint zu fehlen. Im Grauwackenzug der Obersteiermark ist Devon im oberen Teil des erzführenden Kalkes enthalten.

Während bei Graz das Unterdevon Sonderzüge aufweist, ist in den Karnischen Alpen die Fazies typisch böhmisch. Man kann folgende Gliederung aufstellen (nach HERITSCH und v. GAERTNER):

Oberdevon. Zonen II bis V: Bunte, tonige Flaserkalke mit Cephalopoden (Rauchkofelfazies). Zone I: Riffkalke (Iberger Fazies) oder Flaserkalke.

Mitteldevon. Givet-Stufe: Vorwiegend Kalke und Mergel (Eifeler Fazies). Eifel-Stufe: Stromatoporen- und Korallenkalke, verzahnt mit geschichteten Kalken mit großen Pentameren.

Unterdevon. Koblenz-Stufe: Plattenkalke mit Quarzitbänken. Leitform ist *Karpinskya consuelo*. Oben *Heliolites barrandei*. Entspricht nach HERITSCH dem f Böhmens.

Siegener und Gedinne-Stufe: Helle Dolomite und Riffkalke, verzahnt mit schwarzen Kalken, die oben *Karpinskya conjugula*, unten *Pentamerus sieberi* führen. Unten Crinoidenkalk. Nach HERITSCH e_3 (oberer Teil) Böhmens.

Oberes Gotlandium. Kalke mit *Rhynchonella megaera*.

Die Verzahnung von Riff- und Plattenkalken ist für die gesamte Folge kennzeichnend. Die Flaserkalk-Fazies ist zum Teil sekundär infolge starker Durchbewegung entstanden und kann einen großen Teil der Schichtfolge vertreten.

Die südliche Fortsetzung ist im östlichen Balkan zu suchen. In der Dobrudscha tritt das Unterdevon als sandig-schieferige Folge oder als Spiriferen-Sandstein auf. Von höherem Devon sind höchstens Diabastuffe und Grünschiefer bekannt. Aufschlußreicher ist das Devon der bithynischen Halbinsel (Marmara-Meer) mit einer Mischung rheinischer und hercynischer Fazies.

Über Kalken mit *Dayia navicula, Halysites* und *Pentamerus pseudoknighti* bzw. Grauwacken mit *Tropidoleptus rhenanus* und (?) *Rensselaerien,* die dem Obergotlandium und Gedinne angehören, folgt nach einer Unterbrechung die Koblenz-Stufe in dreierlei Fazies:

1. Konglomeratisch-sandig (Schwarzes Meer); 2. Grauwacken-Schiefer und rheinischer Spiriferen-Sandstein, mit kalkigen Einlagerungen (Bosporus); 3. kalkig-mergelige Folge mit französischen und böhmischen Formen (Pendik-Fazies).

Während im untersten Devon deutliche Beziehungen zu dem Kaukasus und Zentralasien vorliegen, sind seit dem Koblenz auch solche zum rheinischen Faziesbereich Mitteleuropas vorhanden. Beide Verbindungen, wohl in Gestalt schmaler Meeresarme mit Inseln, dauern auch im höheren Devon an, wo neben der monotonen ufernahen „Thrazischen Fazies" und Übergangsbildungen vom Typus der Lenne-Schiefer auch tiefere Bildungen (Nierenkalke, Goniatitenschiefer) bekannt sind. Das Meer verschwindet erst mit der bretonischen Faltung (nach PAECKELMANN, 1938).

Im westlichen Mittelmeergebiet hat das Devon eine große Verbreitung. Im Süden des französischen Zentralplateaus (Montagne Noire) folgt über kalkigem Gotlandium ein Sandstein mit Crinoiden (Gedinne-Stufe) oder eine Lücke. Koblenz-Stufe und Mitteldevon sind kalkig-mergelig und haben böhmischen Typus. Das Oberdevon ist durch bunte und dunkle Kalke mit Goniatiten der Zonen I bis VI vertreten. Auf Sardinien liegen über dem Silur fossilarme Kalke, in denen nur das Oberdevon durch Clymenienkalke belegt ist. Auch auf den Balearen ist nur Oberdevon (Korallenmergel mit *Beloceras)* bekannt.

In den Pyrenäen ist der Übergang Silur-Devon lückenlos. Das Unterdevon ist im Osten kalkig, während im Westen „rheinische" Sandschiefer mit Brachiopoden vorwiegen; diese Fazies greift in der Koblenz-Zeit ostwärts vor. Im Mitteldevon liegen im Osten Cephalopodenkalke, im Westen Kalke mit kleinwüchsigen Faunen der Eifelstufe und Riffkalke mit *Stringocephalus.* Das Oberdevon ist vor allem durch bunte Plattenkalke (Marbres griottes) mit Cephalopoden (Zonen I bis VI) vertreten, denen gelegentlich Riffkalke mit *Phillipsastraea* eingelagert sind.

In Asturien fehlt das tiefere Unterdevon. Das Mitteldevon besteht aus Sandsteinen mit Brachiopoden und *Gosseletia.* Auch im Oberdevon herrschen westlich vom Baskenland Grauwacken mit Brachiopoden.

In Keltiberien sind konglomeratisch-sandige Gedinne-Schichten mit *Sp. mercuri* bekannt; Siegen- und Koblenzstufe bestehen aus einer Mischfazies von Grauwacken mit Kalklinsen. Im Mitteldevon folgen Styliolinenschiefer und Kalkbänke mit Orthoceren. Eine ähnliche Ausbildung von „Nereitenschiefern" mit sulfidischen Erzen herrscht am Südrande der Iberischen Masse bis nach Portugal und in Katalonien. Oberdevon fehlt hier; eine oberdevonische Insel bestand zwischen Madrid und Barcelona.

Die gleiche Fazies beherrscht auch die südlichen Beckenteile bis zur westlichen Sahara.

Das Unterdevon ist in der marokkanischen Meseta und im Hohen Atlas kalkig, mit Brachiopoden der *paradoxus-hercyniae*-Gruppe. Weiter im Süden, am Nordrande der Sahara, besteht eine sandige, rheinische Fazies mit faunistischen Beziehungen zu Nordamerika und

Südafrika. Stellenweise fehlt das Devon ganz (Djebilet); ein kontinentaler Saum scheint sich vom Golf von Guinea bis zum Westsudan zu erstrecken. Im Mitteldevon sind eine flache Riff-Fazies (Westen) und eine tiefere Cephalopoden-Fazies (Osten) bekannt, mit Beziehungen zu der amerikanischen Hamilton-Fauna. Das zum Teil transgressive Oberdevon besitzt Cephalopodenfazies, die nur in der westlichen Meseta von Marokko durch sandige Schichten mit Pflanzenresten ersetzt wird.

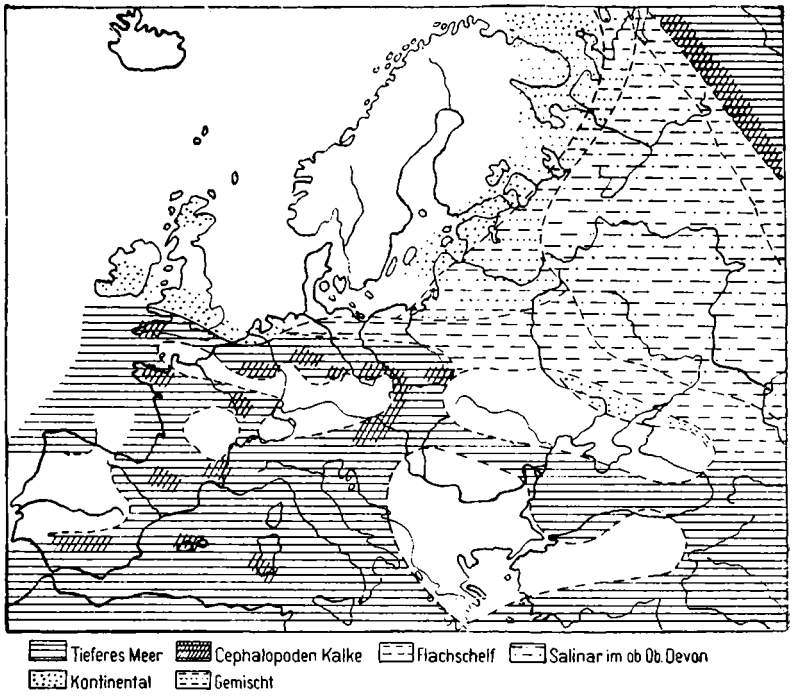


Abb. 84. Meeresverbreitung in Europa im Oberdevon. Nach SCHINDEWOLF, 1921 und v. BUBNOFF, 1926.

Das marokkanische Devon ist in die variscische Faltung einbezogen; weiter im Süden liegt es als flache diskordante Platte über dem Faltenbau der Sahariden; eine vollständige Entwicklung besteht in der Saoura-Rinne, die mit SSO-Streichen bis Mittelafrika reichte, aber Verbindung nach der Goldküste und Amerika hatte. Vom Mitteldevon bis zum Westphal besteht hier eine Goniatitenfazies von Knollenkalken und Schiefern, denen im Osten und Westen zoogene Flachseekalke und Riffe gegenüberstehen (MENSCHIKOFF, 1930).

Das devonische Südbecken gleicht dem Nordbecken sowohl faziell als im Rhythmus: zwischen Brabant und der Sahara folgt überall auf die starke Differenzierung im Unterdevon eine Transgression bis zum höheren Mitteldevon, wo die Beziehungen beider Becken am engsten sind. Im Oberdevon bestehen dagegen neben einer Vertiefung und Erweiterung einzelner Beckenteile anderwärts Regressionen und Heraushebungen. Es ist das der Beginn der variscischen Tektogenese, wobei die Schwelle zwischen den beiden Beckenteilen später die zentrale Achse des neuen Gebirges bildet.

c) Das osteuropäische Devon

Im Gegensatz zur geosynklinalen Entwicklung Westeuropas liefert Osteuropa ein typisches Beispiel flacher epikontinentaler Sedimentation. Der Fauna fehlen Goniatiten; Brachiopoden und Schnecken sind für die marinen, Old-red-Fische für die kontinentalen Teile bezeichnend. Das Devon bildet den Westsaum der riesigen, von jüngeren Sedimenten erfüllten Moskauer „Schüssel"; es liegt im nordosteuropäischen Gebiet vom Weißen Meer bis zum Ladogasee auf Präkambrium, im Baltikum schwach diskordant auf Kambrosilur, im Süden wieder auf einer kaolinisierten Grundgebirgsoberfläche. Im Nordwesten (Weißes Meer, westliches lettisches Gebiet) herrscht eine rein kontinentale Rotsandsteinfazies, die nach Südosten (ostbaltisches Gebiet, Hauptdevonfeld des westrussischen Gebiets, Moskau-Timan) in eine Wechsellagerung kontinentaler, lagunärer und flachmariner Schichten übergeht; im Süden (zentrale Devonachse Orel-Woronesch) wiegen marine Schichten vor, von einem südlichen Saum litoraler Pflanzensandsteine begleitet (südliches Donez-Becken). Die neuerdings eingehend erforschte Gliederung zeigt folgendes:

In die Eifelstufe wurde nach Bohrungen eine fossilleere, über 770 m mächtige Sandstein-Tonfolge bei Moskau gestellt. Nach neuen Angaben von SCHATSKI (1952) ist indessen ein Teil dieser Folge spätvorkambrisch (ripheisch). Meist beginnt das Devon transgressiv mit der

Givet-Stufe (oberes Mitteldevon). Im baltischen und westrussischen Gebiet liegen zutiefst Dolomite und Mergel mit *Psammostius* und *Pterichthys concatenatus* = Pernau- und Narwa-Schichten = Dm 1 bis 2. Darüber folgen rote Sandsteine mit *Heterostius* und *Asterolepis* = Luga-Schichten = Dm 3. Oben liegen helle Sandsteine mit anderen *Asterolepis*-Arten = Oredesch-Schichten = Dm 4 bis 5. Dieser 250 bis 300 m mächtigen Folge (a_1 bis a_4 nach GROSS) entsprechen bei Moskau gipsführende Mergel und Dolomite mit *Lingula*, die nach oben in Pflanzensandsteine übergehen, in der ukrainischen SSR geringmächtige Tone mit *Stringocephalus burtini*.

Frasne-Stufe (unteres Oberdevon). Auf die bedeutende Regression am Ende der Givet-Stufe folgt eine Reihe von Meeresvorstößen gegen Norden und Nordwesten, von denen die ältesten am kräftigsten sind. Im baltischen und westrussischen Gebiet entsteht eine 100 m mächtige vielgliedrige Folge, die nach Nordwesten in mächtige Rotsandsteine (180 m) übergeht. Man unterscheidet folgende Abteilungen von unten:

Do 1 — Snjetino-, Pskow- und Tschudow-Schichten (b_1 bis b_3). Dolomitmergel mit *Bothriolepis cellulosa*, höher fossilreiche Dolomite: *Spirifer verneuili, Sp. muralis, Sp. fimbriatus, Rhynchonella meyendorfi, Rh. livonica, Camarophoria aldoga*, Muscheln, Schnecken, Stromatoporen. Gegen Osten wird die Folge kalkig-tonig. In der ukrainischen SSR entsprechen ihr die tonigen Schtschigry-Schichten, im Timan Mergel mit *Rhynchonella cuboides*.

Do 2 — Schelon-Schichten. Im baltischen Gebiet Gipsmergel mit *Holoptychius* und Plattendolomite mit *Rhizocorallium*, im westrussischen Gebiet marine Tone mit Kalk: *Spirifer verneuili* (= *disjunctus*), *Rhynchonella bifera, Pugnax vereni, Productus petini, Atrypa uralica*.

Do 3 — Svinord-Schichten. Im baltischen Gebiet fester „Wasserfall-Dolomit" mit reicher Fauna: *Spirifer archiaci; Sp. tenticulum, Bellerophon, Platychisma kirchholmiensis*, Muscheln, Stromatoporen.

Do 4 — Ilmen-Schichten. Im baltischen Gebiet Gips, Dolomit, oben Sandstein mit Fischen. Im westrussischen Gebiet mit *Spirifer disjunctus*.

Do 5 — Bureja-Schichten. Mergelige Dolomite mit *Productus petini, Productella subaculeata, Atrypa uralica*.

Die Folge Do 2 bis Do 5 (= b_4) zeigt also zwei Transgressionen und zwei Regressionen. Die Selbständigkeit der Schichten Do 2 und Do 3 wird aber noch angezweifelt (BIELENSTEIN,

1938). In der ukrainischen SSR entsprechen ihr die kalkig-tonigen Semiluk-Schichten mit *Spirifer disjunctus*, im Timan bituminöse Schiefer mit *Manticoceras* (Domanik-Schiefer).

Famenne-Stufe (oberes Oberdevon). Im baltischen Gebiet zieht sich das Meer zurück: es herrscht Old red mit spärlichen dolomitischen Lagen. Gegen Südosten erscheinen marine Einschaltungen, und in der ukrainischen SSR ist die ganze Folge marin. Zum Schluß besteht nur ein Binnenbecken mit Salzausscheidung. In Osteuropa unterscheidet man von unten (s. Abb. 85):

Petino-Sandstein, im Westen Rotsandstein. O I.

Woronesch-Schichten: Kalk und Dolomit mit *Spirifer anossofi; Sp. tanaicus*, Korallen: im Westen Dolomite. O II.

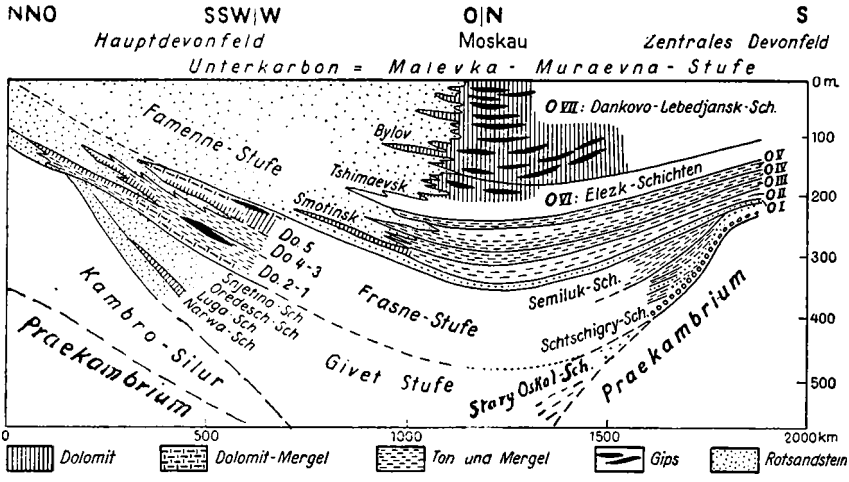


Abb. 85. Stratigraphisches Profil durch das russische Devon. Das Mitteldevon bei Moskau ist sehr mächtig und liegt unmittelbar auf Präkambrium.

Evlanov- (und Livny-) Schichten: Kalke mit ähnlicher Fauna wie tiefer; im Westen Rotsandstein. O III und O IV.

Elezk- (und Zadonsk-) Schichten: Kalke, unten *Pleurotomaria subimbricata*, oben *Spirifer brodi, Rhynch. livonica.* Im Westen unten Dolomit, darüber Rotsandstein. O V und O VI.

Dankovo-Lebedjansk-Schichten: Kalke, oben Dolomite mit Gips, *Arca oreliana, Cythere tulensis.* Im Westfeld Bylov-Dolomit, darüber Altrotsandstein. O VII.

Es ergibt sich, daß im oberen Mitteldevon eine bedeutende Transgression über das ukrainische Gebiet (Zentralachse) eine Verbindung des westeuropäischen mit dem uralischen Meere herstellte. Im unteren Oberdevon erweiterte sich dieses Becken nach Norden und Nordwesten, wo vordem kontinentale Bildungen entstanden. Im oberen Oberdevon wird die marine Verbindung nach Westen durch Hebung der Scythischen Brücke im polnischen Grenzgebiet abgeriegelt. Das Meer zieht sich also gegen Osten zurück, stößt aber noch mehrfach, aber mit abnehmender Kraft, nach Westen vor.

Durch diese Entwicklung entsteht im baltischen und westrussischen Gebiet eine dreigliederige Serie: Kontinentaler Rotsandstein – neritische Kalke und Dolomite – lagu-

näre Sande und Tone mit Salz und Gips. Es ist eine Vorwegnahme der germanischen Trias: Buntsandstein-Muschelkalk-Keuper, die bis in Einzelheiten geht.[1])

d) Die uralische Geosynklinale

Schon im Timan zeigen Einlagerungen bituminöser Cephalopoden-Schiefer im unteren Oberdevon eine Faziesvertiefung an. Weiter im Osten entwickelt sich von Nowaja Semlja bis zum Mugodschar-Gebirge (Südural) eine N-S streichende Geosynklinale mit westeuropäischen Faziestypen, welche hier eine zonare Verteilung zeigen.

Am äußersten Westrand des Gebirges fehlt das Unterdevon und höher herrscht noch die epikontinentale Fazies Osteuropas.

Weiter im Osten besteht zum Teil Konkordanz mit dem Silur; das Unterdevon ist sandigtonig (rheinisch), gegen Osten schieben sich aber immer mehr Kalke mit böhmischen Elementen ein. Die Belaja-Kalke mit *Karpinskya conjugula, Pentamerus glaber,* Hercynellen, *Platyceras* sind Gedinne-Siegener Stufe, die Juresan-Kalke mit *Karpinkya consuelo, Pentamerus fasciculatus, Rhynch. nympha, Conocardium* usw. sind Koblenz-Stufe. Im Mitteldevon liegen unten Kalke mit *Pentam. baschkiricus,* oben Kalke mit *Stringocephalus burtini.* Das Oberdevon beginnt mit „Iberger" Kalk *(Rhynchonella cuboides),* höher folgen Plattenkalke mit Goniatiten und gelegentlich Pflanzensandsteine (Regression, Ufer!).

Im zentralen und östlichen Ural ist die Fazies tiefer. Schon im Unterdevon treten neben „hercynischen" Kalken Ergußgesteine, Tuffe und Radiolarien-Hornsteine auf. Im Mitteldevon ist die fazielle Differenzierung sehr groß: Korallenkalke, Tentaculitenschiefer, Porphyrite, Kieselschiefer und Radiolarite verzahnen sich vielfach. Im tieferen Oberdevon werden die Kalke zum Teil durch Konglomerate und Tuffe ersetzt. Höher oben folgen Cephalopodenkalke mit leitenden Goniatiten und Clymenien, oder Kalke mit *Spirifer verneuili* oder Schiefer mit *Buchiola retrostriata* oder endlich Sandsteine mit Pflanzen und Porphyrittuffen.

Die Verbindung mit der faziell fast identischen variscischen Geosynklinale erfolgte wohl im Süden (Kaukasus, Kleinasien).

B. Asien, Australien, Neuseeland

Wie weit die uralische Geosynklinale nach Osten reicht, ist infolge junger Überdeckung unbekannt. Der alte, von kaledonischen Falten umrahmte Schild zwischen Jenissei und Lena lag zunächst hoch. Dann griff das Meer wieder auf die peripherische Faltenzone über, so daß heute der Sibirische Schild im Westen, Süden und Osten von einem Saum mehr oder weniger lückenhafter devonischer Sedimente umfaßt wird, welche gelegentlichen Ingressionen aus den permanenten Becken des Urals, Zentralasiens und Ostsibiriens entsprechen.

Es handelt sich, wie in Osteuropa, um Bildungen, die zwischen kontinentalem Altrotsandstein und flachem Schelfmeer pendeln. So sind im nördlichen Altai bunte Sandsteine und Konglomerate mit Zwischenlagen mariner Mergel des Unterdevon bekannt; höher liegen mitteldevonische Sande, Tone, *Pachypora*-Riffe und oberdevonische bunte grobklastische Schichten mit Porphyriten. Bei Kusnezk liegen zwischen unterdevonischen Konglomeraten „hercynische" Kalkriffe; darüber folgen mitteldevonische Sande und Mergel mit *Pentamerus,*

[1]) So finden sich im mittleren Teil Konglomerat- und Bruchschill-Lagen, Brachiopoden-Pflaster, Kriech- und Grabspuren im Schlick, am Felsboden angewachsene Muscheln, alles Erscheinungen, wie sie im deutschen Muschelkalk wiederkehren.

Calceola usw. und Sandsteine und Kalke mit oberdevonischen Brachiopoden. Bei Minussinsk und im Sajan-Gebirge sind mächtige sandig-konglomeratische Serien von Old-red-Typus bekannt. Es scheint also ein großer Zyklus vorzuliegen: Transgression im oberen Unterdevon, Inundation im Mitteldevon, Regression im Oberdevon.

Südlich davon lag ein permanentes Meeresgebiet, in dem später die karbonischen Gebirge Zentralasiens entstanden; es ist die Fortsetzung der westeuropäischen Geosynklinale, welche sich vom Bosporus über den Antitaurus (rheinische Fazies), Iran, Kuenlun nach dem Hindukusch verfolgen läßt. Der Ural stellt somit nur eine Abzweigung dieses gewaltigen Beckens dar (Abb. 86).

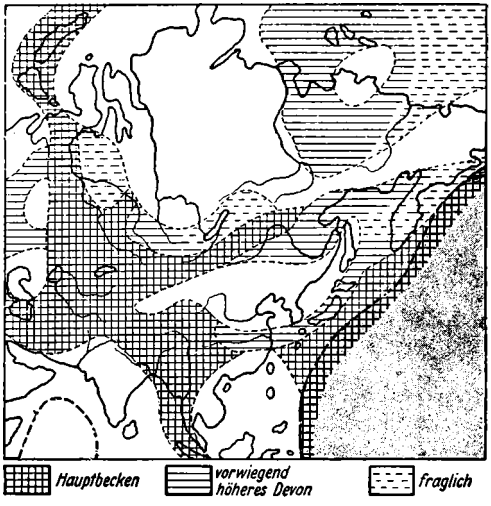


Abb. 86. Verbreitung des Devons in Asien.

Die Ausbildung ist ebensowenig einheitlich wie in Westeuropa, da zweifellos Inseln und Untiefen bestanden, die sich durch Lücken kenntlich machen; oft fehlt insbesondere das Unterdevon. So ist z. B. in der Kirgisensteppe das Unter- und Mitteldevon bunt und sandig; im Tjan-Schan dagegen ist die kalkige Folge sehr vollständig und kann nach europäischem Muster gegliedert werden. Mächtige Massen von Ergußgesteinen und Tuffen sind häufig eingeschaltet. Die südlichsten Vorkommen am Rande des indischen Landblockes in Birma zeigen Mittel- und Oberdevon in westeuropäischer Ausbildung.

Weiter im Osten läßt sich eine Teilung der Geosynklinale erkennen: Nordchina, Korea und Südmanschurei bildeten einen Landblock, der im Norden von einem Meeresarm (Transbaikalien–Amurgebiet) umgeben wurde; im Oberdevon bestand von hier eine Verbindung nach dem Werchojansker Gebirge und den Neusibirischen Inseln. Das ist zugleich der östliche Randsaum des Sibirischen Schildes, der in ein arktisches Flachmeer und weiter nach Nordamerika fortsetzt. Auch über das Oberdevon vom Ochotskischen Ufer und von Japan bestanden Beziehungen zu Alaska und zur pazifischen Küste Nordamerikas.

Ein südlicher Ast des zentralasiatischen Meeres lenkt nach Südosten ab. In Yünnan und Indochina ist kalkiges Unterdevon und, weit über den chinesischen Block übergreifend, Mittel- und Oberdevon mit europäischer Fauna bekannt. Dieser Zweig der Geosynklinale läßt sich nach Ostaustralien verfolgen. Er umzieht im Osten den australischen Landblock (mit lückenhafter, teilweise kontinentaler Devonfolge) und besitzt eine vollständige Serie: Unterdevonische Tuffe, mitteldevonische Korallenkalke, oberdevonische Kalke mit *Spirifer disjunctus* und *Rhynchonella cuboides*. Seit dem Mitteldevon besteht auch an der Westküste Australiens ein Trog (Westralischer Trog Teichert 1941) mit Riffkalksedimenten mediterraner Fazies; es beginnt also nunmehr die Zerlegung Gondwanas. Auf Neuseeland ist schließlich Spiriferensandstein in rheinischer Fazies bekannt.

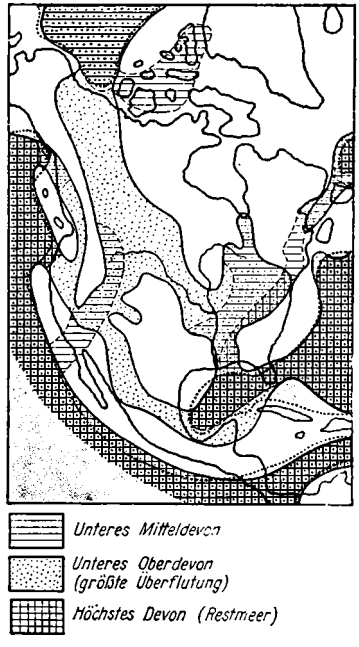
C. Nordamerika

Die Gesamtanordnung entspricht den anderen Nordkontinenten (Abb. 87): Im Kern liegt der alte kanadische Block nebst Mittel- und Westgrönland, welcher schildförmig herausgehoben war. Im Osten (Ostgrönland, Ostkanada) und Westen (Alaska, Felsengebirge) wird er von kaledonischen Faltensträngen begleitet. Das Meer ist also im Unterdevon nach Westen und Südosten zurückgedrängt, greift aber dann wieder gegen den Schild vor, so daß beide marine Zonen sich gelegentlich im Mississippi-Becken verbinden. Da auch im Norden ein flaches arktisches Becken (Ellesmereland – Sibirien) den Schild umsäumt, ist er von transgredierenden Epikontinentalbildungen umgeben, auf die erst weiter im Westen und Südosten vollständigere geosynklinale Serien folgen. Diese werden wiederum zu Geburtsstätten jungpaläozoischer Gebirge.

Am besten bekannt ist die appalachische Geosynklinale im Südosten, wo marines Devon von Ostkanada bis zum unteren Mississippi auftritt.

Das Unterdevon besteht aus zwei Serien: Der liegende Helderbergkalk hat eine lokale Fauna mit gotlandischen Anklängen *Eospirifer, Scyphocrinus)* und hercynischem Faziestypus *(Dalmanites, Odontochile, Platyceras).* Die hangenden Schiefer und Kieselschiefer der Esopus-Stufe entsprechen wohl dem Koblenz. Der hangende Oriskany-Sandstein enthält rheinische Spiriferen, Rensselaerien und *Pleurodictyum.* Dieses schmale Becken wird im Osten (Neuschottland) von roten Placodermen-Sandsteinen umsäumt. Im Norden (Kanada) sind beide Stufen durch Kalke (Gaspé-Kalk) vertreten, die 500 m Mächtigkeit erreichen. In Pennsylvanien und New York ist der Helderberg-Kalk nur 100 bis 200 m mächtig und auf den Osten beschränkt. Der Oriskany-Sandstein greift westwärts bis zum Ontario-See über. Weiter im Südwesten scheint das Becken des unteren Mississippi trotz ähnlicher Fazies zunächst keine Verbindung nach Norden gehabt zu haben. Im pazifischen Westbekken ist kalkiges Unterdevon in Alaska und Montana bekannt; die Beziehungen deuten nach Ostasien.

Im Mitteldevon beginnt eine bedeutende Transgression: Appalachisches und Mississippi-Becken vereinigen sich, die Überflutung der mittleren Ebenen mit auffallender fazieller Differenzierung setzt ein. An der Basis liegen die weit nach Westen transgredierenden Onondaga-Kalke mit *Spirifer acuminatus* (ex. aff. *cultrijugatus)* und reicher Fauna, die heute zum Unterdevon gestellt werden. Im Süden wird ihr oberer Teil durch die schwarzen Marcellus-Schiefer mit *Styliolina, Aphyllites, Tornoceras* ersetzt. Noch weiter im Süden wird deren oberer Teil kalkig-sandig und greift im Mississippi-Becken nachWesten über älte-



Ab. 87. Das Devon in Nordamerika. Nach SCHUCHERT.

ren Untergrund über. Diese Hamilton-Schichten enthalten eine besondere Fauna *(Tropidoleptus carinatus, Grammysia, Phacops bufo)*, welche von Süden oder Südosten eingewandert ist. Während also im mittleren Teil des appalachischen Troges die drei genannten Stufen übereinander liegen und im Südwesten die obere transgrediert, wird die Folge im Nordosten zuerst kalkig und geht dann weiter in Kanada in die kontinental-lagunären Gaspé-Sandsteine über (Abb. 88).

Die Marcellusschiefer und das untere Drittel des Hamilton werden heute als Casenowian zusammengefaßt und der Eifelstufe zugerechnet; der obere Teil des Hamilton (Tioughnioga) entspricht dem Givet, zu dem heute auch noch der hangende Tully-Kalk (heute Taghonic) gestellt wird, welcher früher infolge des Vorkommens von *Rhynchonella cuboides* als oberdevonisch galt.

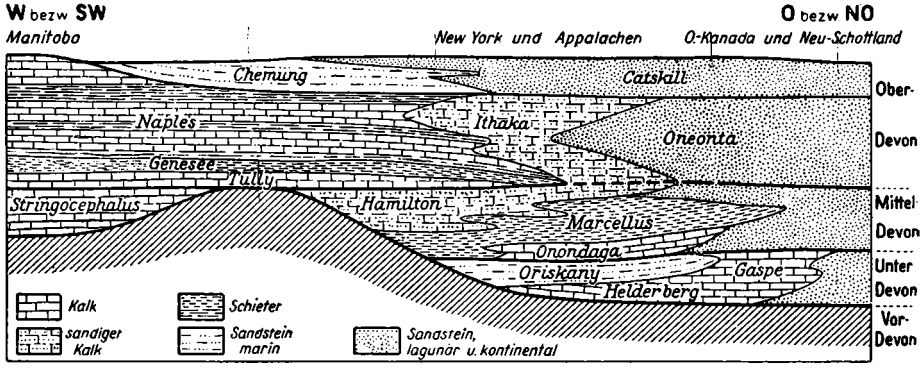


Abb. 88. Schema der Faziesverteilung im Devon des östlichen und mittleren Nordamerika. Das höhere Oberdevon (ab Stufe 2) ist nicht berücksichtigt.

Auffallenderweise besteht im westlichen Kanada eine kalkige Folge mit *Stringocephalus burtini* und typischen europäischen Anklängen. Da eine direkte Verbindung nach Osten ausgeschlossen ist, muß es eine Transgression sein, die vom arktischen Becken ausgeht und die europäische Fauna auf Umwegen nach Amerika bringt.

Dieses westamerikanische Flachmeer greift im Oberdevon weiter nach Osten vor und drängt die endemische Hamilton-Fauna an den Ostrand des Appalachentroges zurück. Eigenartigerweise liegen wieder die spezifisch europäischen Faunen am weitesten im Westen. An der Basis des Oberdevons liegt der schon genannte Tully-Kalk, darüber folgen die dunklen Genesee-Schiefer. Höher folgt das Portage, welches auf dem Mitteldevon lagert und drei Fazies zeigt (Abb. 88):

1. Im W Naples-Fazies, Kalke und Schiefer mit *Manticoceras, Buchiola* und den ältesten Clymenien. Ostwärts verzahnt sie sich mit der
2. Ithaka-Fazies, einer sandigen Folge mit Abwandlung der endemischen Hamilton-Fauna;
3. weiter im Osten liegt der Oneonta-Sandstein, eine lagunäre Folge mit Süßwassermuscheln, eingeschwemmten Orthoceren und Pflanzen. Letztere enthalten in Schoharie county die ältesten „fossilen Wälder", d. h. in situ erhaltene Anhäufungen von Baumstümpfen (Farnbäume) in zwei Horizonten an der Basis des Oberdevons.

Genesee, Naples und die hangenden Chemung- und Canadaway-Sandsteine werden heute auf Grund des Vorkommens von *Manticoceras* alle in die Frasne-Stufe gestellt. Chemung geht gegen Osten in lagunär-kontinentale Sandsteine über (Catskill).

Darüber unterscheidet man heute das Conneaut (Cheiloceras-Stufe) und das bis 700 m mächtige Conewango (Stufe 2 bis 5), in dem sich die Rotschieferfazies weit nach Westen ausbreitet. Diskordant darüber (? marsische Phase) liegen die Cussewago-Knapp-Schichten, welche vielleicht der Wocklumeria-Stufe entsprechen.

Im allgemeinen besteht also das Oberdevon aus regressiven Bildungen, welche in New York und östlich davon in Altrotsandstein mit Fischen und Gigantostraken übergehen. Örtliche Anschwellungen der Sandsteine im Appalachischen Trog werden als Deltas einmündender Ströme gedeutet. Die früheren stratigraphischen Grenzen erweisen sich zum Teil als Faziesgrenzen, welche die Zeitgrenzen schräg schneiden. Bemerkenswert ist der Reichtum an bituminösen Schiefern, zu denen auch die Muttergesteine des pennsylvanischen Erdöls gehören.

Westlich von diesem Gebiet bestand im Oberdevon ein Festland. Nur an der pazifischen Küste (Montana) sind Mergel mit *Cheiloceras, Prolobites* und *Clymenia* bekannt.

Der Gesamtrhythmus mit einer zunehmenden Transgression und Differenzierung im Mitteldevon und regressiven Tendenzen am Schluß ist der gleiche wie in Eurasien. Nur liegen die größten Mächtigkeiten (stärkste Absenkung) im Oberdevon des Appalachentroges, während sie im Rheinischen Trog dem Unterdevon angehören.

D. Südamerika und Afrika, Antarktis

Die alten Kerne Brasiliens, Afrikas, Indiens und Australiens bilden im Devon eine Landmasse, welche im Norden und Osten vom eurasiatischen Mittelmeer (s. oben), im Westen und Süden von einem Sonderbecken umgeben wird, welches neben einer spezifischen Fauna einige nordamerikanische Anklänge besitzt. Die von CLARKE als „Austral-Fauna" bezeichnete Vergesellschaftung ist nach R. RICHTER besser als Malvinokaffrische Provinz zu bezeichnen, nach den typischen Vorkommen auf den Falklandinseln (Malvinen) und in Südafrika, da Australien keinerlei Beziehungen zu dieser Fazies besitzt.

In Südamerika bildet das Devon einen flachen Saum, der diskordant im Westen und Süden auf die brasilianische Masse übergreift (bei Buenos Aires konkordant auf altpaläozoischem Quarzit). Im Westen nimmt das Devon an der Faltung der östlichen Kordilleren teil.

In Bolivien liegt eine Schiefer- und Sandsteinfolge mit der „Icla-Fauna": *Spirifer antarcticus, Sp. d'orbignyi, Sp. condor, Chonetes, Leptocoelia flabellites,* große Muscheln *(Palaeoneilo, Nucula),* Conularien, *Homalonotus, Tropidoleptus carinatus* weist auf Beziehungen zur Nordfazies hin. Mitteldevon mit nordamerikanischen Anklängen ist nur am Amazonas vorhanden; Oberdevon ist ebenfalls selten (Para). Ähnliche Vorkommnise sind in Paraná und Uruguay bekannt.

Ein ähnliches, aber faunistisch noch stärker differenziertes Vorkommen auf den Falklandinseln hat nahe Beziehungen zu Südafrika, wo die Folge mit dem 1700 m mächti-

gen Tafelbergsandstein beginnt. Das ist eine fossilleere klastische Ablagerung in einem Flachbecken, die ihr Material von Norden bezogen hat. Im oberen Drittel liegen Schiefer mit gekritzten Geschieben (1901 von A. W. ROGERS entdeckt). Da eine geglättete Unterlage fehlt, wird Eisdrift in das Binnenbecken angenommen. Der glaziale Ursprung steht jedenfalls fest.

Konkordant darüber liegen Schiefer und Sandsteine der Bokkeveld-Serie, welche Elemente der Icla-Fauna Südamerikas enthalten. Die Fossilien tragen zum Teil Koblenz-Charakter, so daß die liegende Tafelbergserie unterstdevonisch oder noch gotlandisch sein kann. Im Hangenden folgen die Witteberg-Sandsteine mit Pflanzen *(Lepidodendron, Bothrodendron),* die anscheinend schon unterkarbonisch sind. Das Becken verflacht also, und marines Mittel-Oberdevon fehlt.

DUTOIT faßte 1937 die marinen Vorkommen Südamerikas, Afrikas und Australiens unter dem Namen Samfrau-Geosynklinale (nach den Anfangsbuchstaben der drei Kontinente) zusammen. Es ist der Südsaum des ursprünglich zusammenhängenden Gondwana-Kontinentes.

In der Antarktis sind indessen bei Granite Harbour kontinentale Sandsteine mit *Holoptychius, Bothriolepis* und *Dipterus* gefunden worden. Nach KOSSMAT muß man daraus eine gelegentliche durchgehende kontinentale Verbindung mit den nördlichen Festländern folgern.

3. Gesamtbild des Devons

In kaledonischer Zeit ist das geographische Bild der Erdoberfläche umgeprägt worden. Die nördlichen Festlandskerne Laurentia (Kanada und Grönland), Fennosarmatia (Skandinavien, Finnland und Osteuropa) und Angara (nördliches Mittelsibirien), welche im Silur zum Teil überflutet waren, heben sich schildförmig heraus; die trennenden Furchen zwischen ihnen (Geosynklinalen) werden zu Faltensträngen aufgestaucht, was zu einer teilweisen Verschmelzung der Kerne führt. Ob diese nördliche Landmasse einheitlich war, ist schwer zu sagen: zwischen Laurentia und Skandinavien lag eine Senke mit rein kontinentalen Bildungen (Old red); ein arktisches Becken fehlte. Zwischen Fennosarmatia und Angara (Ural) und zwischen Angara und Laurentia griff dagegen das Unterdevonmeer weit nach Norden vor.

Die gehobenen Schilde mit ihren kaledonischen Gebirgssäumen wurden damit zu Erosionsgebieten und lieferten das Material für die „detraktiven" Sedimente des Altrotsandsteins. Man kann drei Typen solcher „Molassen" unterscheiden, denen wir noch oft begegnen werden: 1. paralische, d. h. am Salzwassersaum gebildete Molassen des Gebirgsrandes (Außensenken), 2. limnische, von vulkanischen Gesteinen durchsetzte Molassen in Innensenken des Gebirges, 3. flächenhaft ausgebreitete Spätmolassen über den eingeebneten Gebirgen. Diese Kontinentalbecken werden zu Entwicklungsstätten der Landpflanzen, Fische und Amphibien.

Das nach Süden zurückgedrängte Meer konzentriert sich auf die große äquatoriale Furche, welche sich nun fortschreitend zu einer Geosynklinale, dem Bildungsraum des variscischen Gebirges umwandelt. Dieses große Mittelmeer ist von Kanada ostwärts über Westeuropa, den Balkan, Kleinasien, Zentralasien bis zum Pazifik und darüber

Tabelle V · Die Gliederung des Devons.

Stufen	Zonen-Ammonoideen	Zonen n. Korallen-Brachiopoden	Sonstige Leitformen der Stufen	Rheinisches Schiefergebirge: West- und Süd	Rheinisches Schiefergebirge: Ardennen	Rheinisches Schiefergebirge: Osten	Osteuropa: Hauptfeld	Osteuropa: Südfeld	Nordamerika
Unteres Karbon 1	*Protocanites Gattendorfia*	*Zaphrentis*	*Phacops bergicus Spirifer tornacensis*	Kohlenkalk und Kulm			Upa-Kalke		Kinderhook, Pocono
Oberes Devon: Famenne-St.	Clymenien-St.: 6. *Wocklumeria, Gonioclymenia*; 5. *Laevigites, Oxyclymenia, Sporadoceras*; 4. *Prionoceras, Platyclymenia*; 3. *Prolobites, Sporadoceras*; 2. *Cheiloceras*		*Cyrtosymbole Brachymetopus Trimerocephalus*; *Entomis serratostriata*; *Phillipsastraea* Spiriferen wie Frasne-Stufe	Dasberg-St.; Hemberg-St.; Nehdener St.	Hangenberg-K.; Pönsandst.; Famenne-Sch.	Etroeungt; Psammites de Condroz; Cypridinen-Schiefer (Fossley); Knollenkalk	Bylow; Tschimaevsk; Smotinsk	Malevka-Muraevna Dankowo-Lebedjansk; Elezk Sadonsk Evlanow; Woronesh Petino	Cussewago; Rotsandstein; Connewango; Conneaut
Oberes Devon: Frasne-St. = cuboides-St.	1 δ *Manticoceras, Crickites*; 1 β, γ *Manticoceras*; 1 α. *Ponticeras, Pharciceras*		*Buchiola retrostriata, Posidonia venusta; Rhynchonella cuboides, Spirifer archiaci, Sp. verneuili; Phillipsastraea* Trilobiten wie unten	Adorfer St.; Büdesheimer Schiefer	Matagne-Sch.; Frasne-Sch.; Fromelennes-Schiefer	Kellwasser-K.; Adorfer Kalk; Iberger Kalk	Do_2-Do_3; Do_1	Semiluk; Schtschigry	Canadaway-Sdst.; Chemung; Catskill-Sd.; Naples; Ithaka-Oneonta-Sdst.; Genesee
Mittleres Devon: Givet-St. = Stringocephalus-St. = Maenioceras-St.	4. *Maenioceras, Parodiceras (Holzapfeloceras), Agoniatites*; 3. *Maenioceras, Parodiceras, Anarcestes*	*Dialytophyllum, Neostringophyllum Campophyllum Sparganophyllum, Atelophyllum Stenophyllum, Nardophyllum Leptoinophyllum, Lytophyllum*	*Stringocephalus burtini Uncites, Spiriferanossofi, Sp. mediotextus, Sp. mucronatus; Amphipora Pachypora, Favosites, Alveolites* und andere Tabulaten	Roteisensteine: Schönecker Dolomit; Fleringer Schichten; Rommersheimer Sch.	Massenkalk Givet-Kalk; Honseler Schiefer	Schalstein; Couvin-Stylioliinen-Sch.: Diabas Odershäuser Kalk Keratophyr; Lenni-Schiefer Flinz: Günteröder Kalk	Subsnjetino; Oredesch; Luga; Narowa; Pernau	Stary-Oskol Sch.; Böhmen H. Hostim -Srbsko	Tully-Kalk (Taghonic); Ob. Hamilton (Tioughnioga)
Mittleres Devon: Eifel-St. = Calceola-St. = Anarcestes-St.	2. *Foordites, Pinacites, Anarcestes*; 1. *Anarcestes*	*Dohmophyllum, Kerionophyllum, Astrophyllum, Ptenophyllum Spir. cultrijugatus*	*Calceola sandalina, Newberria, Sp. ostiolatus, Sp. intermedius,* oben viele Crinoideen	Ostiolatus Hor.; Gondelsheim. Sch.; Nohner Sch.; Laucher Sch,	Seelscheider Sch.; Mühlenberg-Sch.; Hobräcker Sch.	Bure-Sch.: Ballersbacher Kalk; Greifenstein. Kalk	?	G γ.-Hlubočep; G β Daleje	Unt. Hamilton; Cascenovian; Marcellus-Sch.
Unteres Devon: Obere Koblenz-	Goniatiten untypisch *Aphyllites (Mimagonites), Mimoceras (Gyroceratites)*	*Sp. cultrijugatus Sp. paradoxus Sp. mosellanus*	*Pentamerus oehlerti* Hercyn.-böhm.: *Karpinskya consuelo, Pentamerus sieberi*	Kondel-Gruppe; Laubacher Sch.; Hohenheimer Sch.; Koblenzquarzit	Hierges-Sch.; Winenne-Sch.	Michelbacher Schichten		G α Branik	Onondaga-Kalk
Unteres Devon: Untere Koblenz- = Ems-St.	Orthoceren in böhmischer Fazies häufig	*Sp. hercyniae Sp. carinatus*	Rheinisch: *Pleurodictyum problematicum*	Oberstadtfeld Z.; Sch. m. *Lodanella mira*; Sch. m. *Prosocoelus*	Vireux-Sch.	Dalmaniten-Sch. Schönauer Kalk Rh. princeps Kalk Erbslochgrauwacke		(Mnenian)	Esopus-Schiefer
Unteres Devon: Siegener St.	Selten und untypisch; Orthoceren in böhmischer Fazies	*Sp. arduennensis Rensselaeria crassicosta Sp. hystericus, Sp. primaevus Rensselaeria strigiceps*	Herc.-böhm. *Karpinskyaconjugula, Sp. neret, Hercynellen* Rhein: *Tropidoleptus carinatus*	Saxler Sch. Herdorfer Sch. Rauhflaser H. (Seifen) Tonschiefer H.	Hunsrück-Schiefer Taunus-Quarzit	Ardennen: Houffalize-Sch. Grès d'Anor St. Hubert-Schiefer	Kosorkalk F.	Konjeprus Riffkalk	Oriskany-Sandstein
Gedinne-St. ? z. T. Oberludlow	wie oben	*Spirifer mercurii (= elevatus)*	*Pteraspis*, viele Gotland-Formen	Bunte Ebbe-Schichten Verse-Schichten		Vignies-Schiefer Weismes-Gdoumont Arkose Mondrepuits-Schiefer Fépin-Konglomerat	E γ Lochkov-Kalk		Helderberg-Stufe

hinaus bis Alaska einerseits und Neuseeland andererseits verfolgbar. Nur zwischen Nord- und Südamerika mag eine seltener überflutete Schwelle bestanden haben, welche nach KOSSMAT die Wanderung der kontinentalen Faunen bis zu den Südkontinenten ermöglichte, wo noch heute Nachfahren der Lungenfische und Quastenflosser leben.

Zu Anfang war die große Mittelmeergeosynklinale noch durch Schwellen gegliedert. Insbesondere ist ein Längsschwellenzug erkennbar, welcher eine mitteleuropäische Insel, ein zentralasiatisches Schwellengebiet und den chinesischen Block umfaßt. Daraus erklärt sich auch, daß man im Unterdevon noch am ehesten provinzielle Unterschiede erkennen kann. Aber auch hier sind sie im Verhältnis zum Kambrosilur geringfügig. Später verschwinden diese Unterschiede fast ganz; die fazielle Differenzierung ist zwar groß, aber sehr engspannig, so daß eigentlich alle Typen überall auftreten. Die mediterrane Geosynklinale wird zum Kanal, welcher eine weltweite Verbreitung der Faunen regelt. Dazu tritt noch die im Mitteldevon einsetzende, im unteren Oberdevon ihren Höhepunkt erreichende Transgression, als deren Zeugen in weiter Verbreitung sedimentäre Eisenerze erscheinen, ähnlich, wie das schon im Ordovizium der Fall war. Das Meer überflutet die Ränder der Nordkontinente, wo seine Sedimente sich mit der Old-red-Fazies verzahnen, und greift längs der älteren interkontinentalen Furchen (Ural, Ostsibirien) nordwärts bis zu einem neu entstehenden arktischen Becken vor. Diese Vertiefung der meridionalen Furchen zu Querästen der Geosynklinale und die Überflutung der Kontinentalränder führt zu einer weiteren Verwischung provinzieller Faunengrenzen.

Das Südufer des Mittelmeeres bilden die damals zusammenhängenden alten Blöcke Brasiliens, Zentralafrikas, Indiens und Australiens. Ein kaledonischer Saum ist hier höchstens in Australien und Brasilien erkennbar; sonst scheint Konkordanz zwischen Silur und Devon zu bestehen. Das gilt auch für den malvinokaffrischen Flachseegürtel am Südrand dieser Kontinentalmasse (Südamerika, Südafrika). Fauna und Rhythmus der Bewegung sind hier anders als im Norden. Eine gelegentliche Verbindung mit dem Mittelmeer wäre nur im Gebiete Zentralamerikas möglich; eine solche Nord-Süd-Verbindung und kalte Strömungen erklären vielleicht das Wandern rheinischer Faunenelemente des Unterdevons über Marokko und Nordamerika bis in das Südpolarbecken. Der Rhythmus ist insofern verschieden, als die Haupttransgression ins Unterdevon, die Regression ins Mitteldevon fällt.

Die drei devonischen Faziestypen: rote Nordkontinente, Mittelmeer mit Seitenmeeren und südkontinentales Flachmeer sind auch durch Tektonik und Vulkanismus zu unterscheiden.

Für die Nordkontinente ist das Devon die Schlußzeit der kaledonischen Tektogenese. In ihrem kaledonisch gefalteten Teil ist der Einbruch der Innensenken, mit stärkster Intensität in der orkadischen (Svalbard-) Phase, bezeichnend. Vulkanische Ergüsse und Intrusionen von großer chemischer Mannigfaltigkeit, aber im wesentlichen von pazifischem (Alkali-Kalk-) Typus sind häufig und betonen die Ähnlichkeit mit der subsequenten Schlußphase des variscischen Zyklus im Rotliegenden Mitteleuropas.

Im Gegensatz dazu zeigt das Devon der mitteleuropäischen Geosynklinale den Beginn einer neuen Entwicklung, so daß in dieser Zeit, örtlich getrennt, kaledonische Schlußphase und variscische Vorphase ineinander geschachtelt sind. Die Umbildung zur Geosynklinale war

auch von Bodenbewegungen begleitet, so im rheinischen Gebirge und Harz in der Koblenzzeit (cheruskische Phase), ferner in der Bretagne und in Nordamerika (akadische Bewegungen). Im obersten Devon beginnt hier die variscische Tektogenese mit der marsischen (früh-bretonischen) Phase und mit dem Übergang der Geosynklinal-Fazies in die „synorogene" Kulmfazies (Flyschtypus, während der Faltung gebildet). Ferner sind für die Geosynklinale die basischen submarinen Ergüsse und Tufferuptionen (Diabase, Schalsteine) der initialen magmatischen Phase ungemein bezeichnend.

Im Gegensatz dazu zeigen die Südkontinente eine ruhigere Entwicklung ohne stärkere devonische Bewegungen.

Die klimatische Differenzierung ist stärker als im Silur. Die Nordkontinente haben wohl warmarides Klima (Salze), welches zum Schluß feuchter wird (Kohle, Pflanzen). Die starke Kalkbildung in dem Mittelmeer legt die Annahme tropischer bis subtropischer Verhältnisse nahe; die sandig-tonige rheinische Fazies läßt an kalte Strömungen denken, wobei besonders an die Beziehungen dieser Fazies zum Unterdevon der Südkontinente zu erinnern ist, wo jedenfalls zum Teil ein kaltes Klima herrschte, wie die südafrikanische Vereisung zeigt. Wenn auch die Daten für die Nachzeichnung der Klimagürtel nicht ausreichen, so ist doch die Verschärfung der Gegensätze am Ende der kaledonischen Gebirgsbildung bemerkenswert. Später scheint eine Angleichung einzusetzen. Dagegen dürften Spuren von Vereisungen am Ende des Devons aus Pennsylvanien, New York und von den Balearen noch nicht sicher erwiesen sein. Eine Abkühlung in dieser Zeit trägt nach H. TERMIER lokalen Charakter.

XI. SCHRIFTTUM DEVON

ASSELBERGHS, E., HENKE, W., SCHRIEL, W., WUNSTORF, C. W., Gemeinsame Exkursion durch die Siegener Schichten. — Jahrb. preuß. geol. L., 56, 1936.

CHADWICK, G. H., Summary of Upper Devonian Stratigraphy. — Amer. Midland Naturalist, 16, 8. Notre Dame, Ind., 1935.

CLARKE, J. M., Zahlreiche Schriften 1904 bis 1910 in Mem. New York State Museum.

CZARNOCKI, J., Übersicht der Stratigraphie und Paläogeographie des Unteren Devons des polnischen Mittelgebirges. — Bull. serv. géol. Pologne, Warschau, 8, 1936.

DAHLGRÜN, F., ERDMANNSDÖRFFER, O., & SCHRIEL, W., Geologischer Führer durch den Harz. Berlin 1925.

DALINKEVICIUS, J. A., The stratigraphy of the devonian deposits and lower carboniferous transgression in Lithuania. — Publ. geol. Inst. of the Univ. of Kaunas, 1939.

DECHEN, H. von, Geologische und paläontologische Übersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. — Bonn 1884.

DELLE, N., Devon-Ablagerungen von Zemgalen, Nordkurland und Litauen. — Acta universitatis latviensis. Riga 1937.

DREVERMANN, FR., Die Fauna der Siegener Schichten von Seifen. — Paläontogr., 50, 1904.

FRECH, FR., Die devonischen Aviculiden Deutschlands. — Abh. preuß. geol. L., 9, 3, 1891.

FUCHS, A., Stratigraphie des Hunsrückschiefers und der Unter-Koblenzschichten am Mittelrhein. — Zeitschr. D. Geol. G., 1907.

—, Über die Beziehungen des sauerländischen Faziesgebietes zur belgischen Nord- und Südfazies und ihre Bedeutung für die Stratigraphie der Verse-Schichten. — Jahrb. preuß. geol. L., 1922.

GEIKIE, A., The old red Sandstone of Western Europe. — Edinburgh, 1878.

GROSS, W., Die Fische des baltischen Devons. — Palaeontogr., 79, 1933.

—, Die paläontologische und stratigraphische Bedeutung der Wirbeltierfaunen des Old Reds und der marinen altpaläozoischen Schichten. — Abh. Deutsch. AK. d. W. Berlin, 1950.

—, Zur Gliederung des baltischen Old reds. — Zeitschr. D. Geol. Ges., 86, 1934.

—, Über das Devon der russischen Tafel. — Geol. Rundschau, 31, 1940.

GÜRICH, G., Das Paläozoikum des polnischen Mittelgebirges. — Verh. d. Miner. Ges. St. Petersburg 1896.

HECKER, R., Zur Paläogeographie des Devons der russischen Tafel. — Leningrad 1935.

HERRMANN, FR., Hercynisches Unterdevon bei Marburg. — Jahrb. preuß. geol. L., 1912.

HOLZAPFEL, E., Die Cephalopoden des Domanik im südlichen Timan. — Mém. com. géol. St. Petersburg, 12, 1899.

—, Die Faziesverhältnisse des rheinischen Devons. — v. Koenen-Festschr. Stuttgart, 1907.

JARVIK, E., On the fishtail in the Jchthyostegid Stegocephalians from the Upper Devonian of East Greenland. — Meddel. of East Greenland, 12, Kopenhagen 1952.

KEGEL, W., Der Taunusquarzit von Katzenellenbogen. — Jahrb. preuß. geol. L., 76, 1913.

—, Über Trilobiten aus dem pelagischen Unter- und Mitteldevon. — Jahrb. preuß. geol. L., 52, 1931.

—, Sedimentation und Tektonik in der rheinischen Geosynklinale. — Zeitschr. D. Geol. Ges. 100, 1948.

KINDLE, R. M., The Onondaga-Fauna of the Allegheny-Region. — U. States Geol. Surv., 508, 1912.
KODYM, O., Coupes géologiques du Barrandien. Partie occidentale du Gotlandien et du Dévonien. — Knih. stat. geol. ust. Praha, 9, 1925.
KRAUS, E., Die Gliederung des baltisch-russischen Altrotsandsteins. — Z. D. geol. Ges., 86, 1934.
—, Zur Paläogeographie des baltischen Devons. — Geol. R., 22, 1931.
—, Der Bau des Devons in Lettland. — N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 77, 1937.
LERICHE, W., Faune du gédinnien de l'Ardenne. — Mém. Mus. hist. nat. Belg., 6, 1912.
PAECKELMANN, W., Der mitteldevonische Massenkalk des bergischen Landes. — Abh. preuß. geol. L., 1922.
—, Beiträge zur Kenntnis des Devons am Bosporus, insbes. in Bithynien. — Abh. preuß. geol. L., N. F., 98, 1925 und 186, 1938.
—, Versuch einer zusammenfassenden Systematik der Spiriferidae. — Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. 67 B, 1932.
—, Beiträge zur Kenntnis der devonischen Spiriferen. — Abh. Reichsamt f. Bodenf. N. F. 197, 1942.
PERNA, E., Ammoneen des oberen Neodevons vom Ostabhange des Urals. — Mém. com. géol. St. Petersbourg, 90, 1914.
REED, C., Devonian fauna of the northern Shan States. — Palaeont. Indica, Calcutta, 1908.
REYNOLDS, S., und SMITH, B., The old red Sandstone and avonian sucession at Weltbury-on-Trym. — Geol. Mag. 62, 1925.
RICHTER, R., Die Trilobiten des Oberdevons. — Abh. preuß. geol. L., N. F., 99, 1926.
—, Devon in: Geologische Jahresberichte. I A, 1938 und III A, 1941.
SANDBERGER, G. u. F., Die Versteinerungen des rheinischen Schichtsystems in Nassau. — Wiesbaden 1850—1856.
SCHINDEWOLF, O. H., Versuch einer Paläogeographie des europäischen Oberdevonmeeres. — Zeitschr. D. geol. Ges., Abh. 73, 1921.
—, Stratigraphie und Ammoneenfauna des Oberdevons von Hof a. S. — Neues Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 1, XLIX, 1922.
SCHMIDT, H., Ein Vergleich zwischen deutschem und amerikanischem Devon. — Zeitschr. D. Geol. Ges. 101, 1949.
SCHMIDT, WOLFGANG, Die Grenzschichten Silur-Devon in Thüringen mit besonderer Berücksichtigung des Downton-Problems. — Abh. preuß. geol. Land N. F. 196, 1939.
—, Die paläogeographische Entwicklung des linksrheinischen Schiefergebirges vom Kambrium bis zum Oberkarbon. — Zeitschr. Deutsche Geol. Ges. 103, 1951.
—, Die ersten Vertebraten-Faunen im deutschen Gedinne. — Palaeontogr. 105 A, 1954.
SCHUCHERT, CH., & DUNBAR, C. O., Outlines of historical geology, 1941.
SCUPIN, H., Die devonischen Spiriferen Deutschlands. — Geol.-Paläont. Abhandlungen, N. F. Bd. 4, H. 3, 1900.
SEEMANN, F., Das mittelböhmische Obersilur- und Devongebiet südwestlich von Beraun. — Beitr. Geol. u. Pal. Österr.-Ung. und d. Orients, 20, 1907.
SOBOLEW, D., Mittleres Devon des polnischen Mittelgebirges. — Mater. zur Geologie Rußl., 24, 1907.
SOLLE, G., Die Kondel-Gruppe (Oberkoblenz) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. I—X. — Abh. Senckenb. naturf. Ges. 461, 464, 467. Frankfurt 1942.
—, Devon in: Naturforschung und Medizin in Deutschland 1939—46. Bd. 48. Wiesbaden, 1948.
—, Die Spiriferen der Gruppe arduennensis-intermedius im rheinischen Devon. — Abh. hess. Landesanst. f. Bodenf., 5. Wiesbaden, 1953.
SPRIESTERSBACH, J., Die Oberkoblenzschichten des Bergischen Landes und Sauerlandes. — Jahrb. preuß. geol. L., 45, 1924.
TSCHERNYSCHEW, TH., Arbeiten über das Devon des Urals in: Mém. com. géol. St. Petersburg 1884; 1887; 1893; 1902.

WEDEKIND, R., Die Genera der Paläoammonoidea. — Paläontographica LXII, 1917.
–, Die Clymenien des Rhein. Gebirges. — Abh. Ges. d. Wiss. Göttingen 1914.
–, Ausbildung des Oberdevons in der Umgebung des Siegerländer Blockes. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen 1919.
–, Das Mitteldevon der Eifel. — Schrift z. Beförderung der Naturw. Marburg 1924—1925.
WENJUKOV, P., Die Fauna des devonischen Systems im nordwestlichen und zentralen Rußland. — Arbeiten Petersburger Naturf. Ges., 17, 1886.
WHIDBORNE, G., The Devonian fauna of the South of England. — Palaeont. Soc. London 1889—1907.

Siehe auch: I. Allgemeines Verzeichnis: 2. Lehrbücher: GIGNOUX, WEDEKIND in SALOMON, HAUG, KAYSER, PIRSSON und SCHUCHERT. 4. WEDEKIND. 5. Handbücher: EICHWALD, FRECH und ROEMER, GÜRICH. 6. Regional: v. BUBNOFF 1926, 1930, 1952, EVANS, FREBOLD, GERTH; Handbuch der region. Geologie; 7 (Spanien); 11 (Verein. St.), 20 (Brit. Isles), 28 (Baltikum), KATZER, KRENKEL, OBRUTSCHEFF, SCHUCHERT, TERMIER, WEGENER, WURM. Silur: BARRANDE, HERITSCH.

XII. DAS KARBON (STEINKOHLENFORMATION)

Die Speicherung von Kohle in dem oberen Karbon der Nordkontinente rechtfertigt den an sich mißverständlichen Namen; entfallen doch über 50% der Weltkohlenvorräte auf diese Formation. CONYBEARE und PHILLIPS brauchten die Bezeichnung 1822 zum erstenmal für die Folge: Bergkalk + flözführende Schichten; 1839 legte MURCHISON die Grundzüge der geltenden Begrenzung fest. Immerhin sind die Grenzen, insbesondere gegen das Perm, noch heute umstritten, so daß die Übergangsschichten gelegentlich (Osteuropa) als Permokarbon ausgeschieden wurden oder beide Formationen als Anthrakolithikum zusammengefaßt worden sind (Frankreich). In Nordamerika werden dagegen Unter- und Oberkarbon als Mississippian und Pennsylvanian schärfer getrennt.

Faziell wichtig ist die Unterscheidung einer Ammoniten- und einer Brachiopoden-Korallen-Fusulinenfazies, im Unterkarbon als Kulm und Kohlenkalk bezeichnet. Daneben ist die limnische Fazies mit Landpflanzen bedeutsam.

1. Lebewelt und Biostratigraphie

Die ausführliche Gliederung nach Goniatiten und Pflanzen ist aus Tabelle VI zu ersehen. Hier sei nur das Gerüst dieser Gliederung mit einigen Leitformen des kalkigen Unterkarbons angegeben.

Oberkarbon	VI. Stefan = Uralstufe	Ottweiler Stufe
	V. Westfal = Moskaust.	Saarbrücker St.
	IV. Namur	Sudetische St.
Unterkarbon	III. *Goniatites* St.	Obervisé *Dibunophyllum*
		Untervisé *Seminula*
	II. *Pericyclus* St.	Obertournai *Caninia*
	I. *Protocanites* St.	Untertournai *Zaphrentis*
Oberdevon	VI. *Wocklumeria* St.	Etroeungt *Kleistopora*

Flora

Auf Grund der Landpflanzen könnte man die einheitliche Entwicklungsperiode Oberdevon-Karbon-Unterperm als Zeit der Pteridophyten (farnähnlichen) oder Gefäßkryptogamen bezeichnen. Die schon im Oberdevon einsetzenden Stämme der Schachtelhalme, Bärlappgewächse und Farne gelangen nun zu üppiger Entfaltung und haben großen stratigraphischen Wert.

Die Schachtelhalme (Equisetales) waren wichtige Kohlenlieferanten und die Steinkerne der Markhöhlung sind ungemein häufig. Die karbonischen Untergattungen

der Protocalamariaceen und Calamariaceen waren baumförmige Gewächse mit sekundärem Dickenwachstum der Stämme. Kennzeichnend ist die regelmäßige Quergliederung der Stämme (daher Schachtelhalme) und die stratigraphisch wichtige Längsriefung der Steinkerne; die letztere geht beim unterkarbonischen *Asterocalamites* (Taf. XIX, 1) ohne Unterbrechung über die Quergliederung hinweg, während beim jüngeren *Calamites* die Längsriefen an den Querfurchen alternieren (Taf. XIX, 2).

Die Blätter der Calamiten standen in Quirlen; als *Annularia* (Taf. XIX, 3) bezeichnet man die in einer Ebene liegenden, innen zu einem Ring verwachsenen Blätter, als *Asterophyllites* die aufwärts gerichteten, bis zum Grunde freien Formen. Niemals sind die Blätter zu einer Scheide verwachsen, wie bei den heutigen Schachtelhalmen. Bei *Asterocalamites* sind die Blätter gegabelt. Die Blüten sind ährenförmige Anhänge mit Sporensäcken zwischen den Blattquirlen *(Calamostachys* und andere).

In die Verwandtschaft dieser Formen mit gegliedertem Stengel (Articulaten) gehört *Sphenophyllum* (Keilblatt), bei dem die nach innen keilförmig zugespitzten Blätter zu je drei oder einem Vielfachen von drei im Quirl um einen dünnen Stengel standen. Diese krautartigen Gewächse waren vermutlich Wasserpflanzen. Sie beginnen im Oberdevon und reichen bis in das Rotliegende (Taf. XIX, 4).

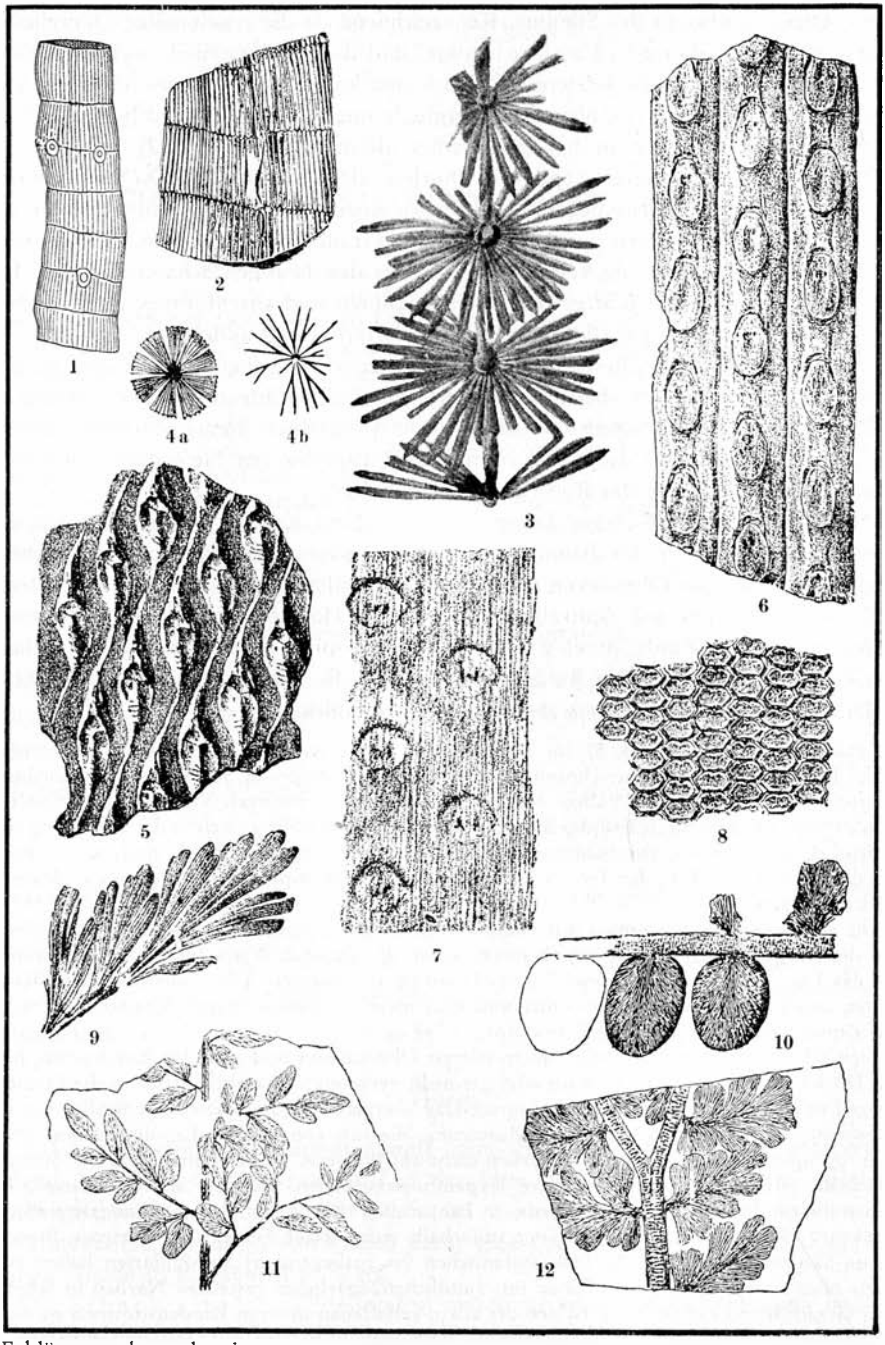
Die Bärlappgewächse (Lycopodiales) sind im Karbon besonders durch das massenhafte Auftreten der baumförmigen *Lepidophyten* (Schuppenbäume) wichtig. Vorläufer wurden im Oberdevon *(Cyclostigma)* erwähnt. Das charakteristische Merkmal sind die Stämme mit Zentralbündel, eventuell Holzkörper, und mit einer regelmäßig gemusterten Rinde, deren Zeichnung auf den spiral oder in Längszeilen stehenden Blattnarben beruht. Das Rindengewebe macht die Hauptmasse aus; die Lycopodiales sind die Hauptlieferanten der karbonischen Kohle.

Lepidodendron (Taf. XIX, 5) im Unterkarbon und tieferen Oberkarbon (Namurische Stufe) hat spiral angeordnete, rhombische oder spindelförmige, in Schrägzeilen angeordnete Blattpolster, auf denen regelmäßige Narben liegen. Bei dem häufigen Verlust der verkohlten Rinde bleiben Gesteinsausgüsse des Stamminneren *(Knorria)* übrig, welche die Zeichnung nur undeutlich wiedergeben. Die Stämme waren oben reich gabelig verzweigt; nach unten lassen sich die zum Teil noch in den Flözen aufrecht stehenden Stümpfe gelegentlich in das Wurzelwerk verfolgen.

Die größeren Verzweigungen mit runden Narben (Stigmarien) sind die gemeinsten Fossilien des Karbons; an den Stigmen (Narben) saßen die feineren Wurzelverästelungen, welche oft das Liegende der Flöze, den Wurzelboden durchsetzen. Die nadelförmigen Blätter hatten einen rhombischen Querschnitt und sind meist zu bandförmigen Streifen verdrückt. Die Zapfen sind als *Lepidostrobus* bekannt.

Sigillaria (Siegelbaum) erscheint im mittleren Oberkarbon und geht ins Rotliegende hinauf. Die hohen Bäume waren schwach oder gar nicht verzweigt. Charakteristisch ist die flaschenartige Erweiterung des Stammes nach unten. Das Wurzelwerk (Stigmarien) ist ähnlich wie bei *Lepidodendron*. Die Rinde zeigt eine Musterung, die sich von der der Lepidodendren schon dadurch unterscheidet, daß die Blattnarben nicht auf Polstern, sondern direkt auf der Stammoberfläche sitzen. Es werden mehrere Typen unterschieden. Bei den älteren *Eusigillarien* stehen die runden Blattnarben entweder in Längsriefen ± voneinander entfernt (rhytidolepe Struktur) (Taf. XIX, 6), oder gedrängt innerhalb sechseckiger Felder (Favularien = Bienenwaben-Skulptur) Taf. XIX, 8). Die (stefanischen bis rotliegenden) Subsigillarien haben eine glatte oder schwach gerunzelte Rinde mit rundlichen, spärlicher gestellten Narben in Schräg- oder Geradzeilen (Taf. XIX, 7). In den oft allein erhaltenen inneren Rindenschichten ist diese Struktur stark verwischt (Syringodendron). Die langen Blätter mit Mittelader hatten in

Tafel XIX, Karbon



Erklärung nebenstehend

unverdrücktem Zustand den Charakter von Nadeln mit flachviereckigem Querschnitt. Die Fruchtzapfen sind denen von *Lepidodendron* ähnlich.

Die hauptsächlich auf das Oberkarbon beschränkten Gattungen *Ulodendron* (Narbenbaum) und *Bothrodendron* (Grubenbaum) sind seltener.

Die dritte große Gruppe der karbonischen Gefäßkryptogamen sind die Farne oder Pteridophyllen (Farnblättrige), wobei gleich der Vorbehalt gemacht werden muß, daß hier zwei Gruppen mit ähnlicher Beblätterung, aber verschiedener systematischer Stellung vereinigt werden. Die farnblättrigen Pflanzen, Pteridophyllen im weiteren Sinne, enthalten neben eigentlichen Farnen (Filices) viele Formen, die in der Beblätterung an Farne erinnern, durch den Bau des Stammes und den Besitz echter Samen aber eine höhere systematische Stellung aufweisen und an die Nacktsamigen (Gymnospermen) anschließen. Diese Gruppe wird als Farnsamer (Pteridospermen) bezeichnet, ist aber, soweit nur Blätter vorliegen, von echten Farnen kaum zu trennen.

Die Stämme der echten Farnbäume sind als *Caulopteris* (mit schirmförmig ausgebreiteter Krone) und *Megaphyton* (zweizeilig ansitzende Blattwedel, fächerförmig ausgebreitet) bekannt. Unter den Stämmen der Farnsamer seien *Lyginodendron* (mit feinen *Sphenopteris*-Blättern) und *Medullosa* (mit reichem Mark, *Neuropteris, Alethopteris, Callipteris* als Blätter) erwähnt. Die Samen der letzteren zeigen noch primitive Merkmale (Pollenkammer mit vermutlich beweglichen Samenfäden). Die verkieselten Farnstämme verschiedener Art sind seit langem als Psaronien oder Starsteine bekannt.

Stratigraphisch sind vor allem die Blätter wichtig, die man nach folgenden Merkmalen unterscheidet:

Form und Anheftung: 1. Sphenopteridisch, d. h. keilförmig, nach dem Grunde eingeschnürt, 2. pecopteridisch, d. h. kammförmig, Blätter in ganzer Breite am Grund angeheftet, 3. neuropteridisch, Blätter zungenförmig, rund oder herzförmig, am Grunde plötzlich eingeschnürt und punktförmig angeheftet.

Aderung: Fächerförmig *(Cardiopteris)*; Fiederaderung *(Alethopteris)*; Maschen- und Netzaderung *(Lonchopteris)*.

Wedelaufbau: gegabelt *(Diplotmema, Mariopteris)*, fiederig *(Pecopteris)*, mit Zwischenfiedern an den Hauptachsen *(Callipteris)*.

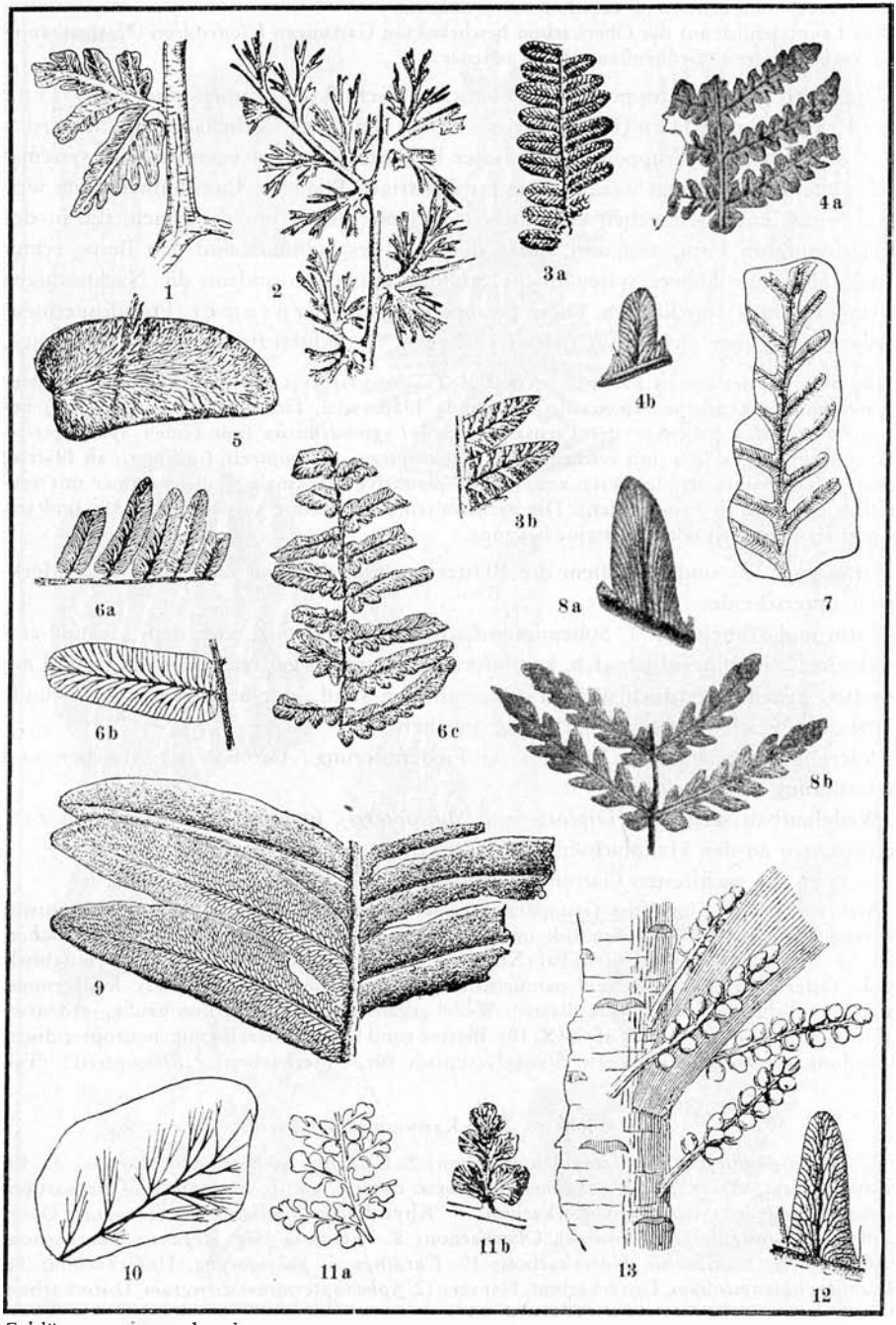
Es seien die wichtigsten Gattungen genannt:

Archaeopterides. Künstliche Gruppe mit fächeradriger Nervatur. An die oberdevonische Gattung *Archaeopteris* schließen sich im tieferen Karbon einige weitere Arten mit fächerförmiger Nervatur an: *Adiantites* (Taf. XIX, 11). Blätter umgekehrt keilförmig bis rhombisch, Wedel fiederig (Unterkarbon und namurisch). *Sphenopteridium* (Taf. XIX, 12). Keilförmige, große, rundliche oder zerschlitzte Blätter; Wedel gegabelt (im Unterkarbon häufig, im Unternamur selten). *Cardiopteris* (Taf. XIX, 10). Blätter rund bis oval-herzförmig, neuropteridische Anheftung; einfache ungegabelte Stengel (typisch für Unterkarbon). „*Rhacopteris*" (Taf.

Tafel XIX (S. 248): Karbonische Pflanzen

1. *Asterocalamites scrobiculatus*, Unterkarbon; 2. *Calamites suckowi*, Oberkarbon; 3. *Annularia stellata*, Oberkarbon; 4. *Sphenophyllum* a. *cuneifolium*, b. *tenerrimum*, Oberkarbon; 5. *Lepidodendron veltheimi*, Unterkarbon; 6. Rhytidolepe *Sigillaria (S. elongata)*, Oberkarbon; 7. *Subsigillaria (S. brardi)*, Oberkarbon; 8. *Favularia (Sig. elegans)*, Oberkarbon; 9. *Rhacopteris transitionis*, Unterkarbon; 10. *Cardiopteris polymorpha*, Unterkarbon; 11. *Adiantites oblongifolium*, Unterkarbon, Namur; 12. *Sphenopteridium dissectum*, Unterkarbon. Abb. 3 bis 12 aus POTONIÉ-GOTHAN, 1921.

Tafel XX, Karbon



Erklärung nebenstehend

XIX, 9). Blätter lang, tief zerteilt, symmetrisch (vorwiegend unteres Karbon, *Rh. asplenites* im Westfal).

Sphenopterides. Genetisch heterogene Gruppe, mit allmählich nach dem Grunde eingeschnürten Blättern als Hauptmerkmal:

Sphenopteris im engeren Sinne. Rundliche bis eiförmige Blätter mit gegabelter Nervatur. Wedel fiederig bis einmal gegabelt (Westfal) (Taf. XX, 11).

Lyginodendron-Gruppe. Wedel einmal gegabelt. Seitenteile und Blätter in rechtem Winkel ansitzend. Blätter fein zerschlitzt (im Obernamur und Unterwestfal).

Diplotmema — mit doppelt gegabelten Wedeln, dazu gehören: *Mariopteris* (Taf. XX, 1), — an den mehrfach vergabelten Ästen sind beblätterte Fiedern; die Blätter zeigen Übergänge zu mehr pecopteridischer Anheftung; Mittelader deutlich (typische Form des Westfals). *Palmatopteris* (Taf. XX, 2) — schmale, lanzettförmige Blätter (Namur und Westfal).

Ailoiopteris (Zygopterideen). Kletterfarne mit zweizeiligen Doppelnadeln (vorwiegend Westfal, im Unterkarbon beginnend).

Rhodea (Taf. XX, 10). Haarfeine Blätter, fiederige Wedel (Kulm-Westfal, im Namur häufig).

Sphenopteris adiantoides (elegans) und *Sph. divaricata;* abweichende Formen, welche für das Namur A bezeichnend sind.

Pecopterides. Breit ansitzende Blätter mit fiederiger Nervatur. Wedel auch fiederig. Sehr zahlreiche Arten, von denen einige *(P. miltoni, pennaeformis, plumosa)* im höheren Westfal auftreten, andere *(P. unita, feminaeformis, pluckeneti)* bis ins Stefan und Rotliegende, wieder andere schließlich *(P. arborescens, candolleana, polymorpha)* für Stefan und Rotliegendes kennzeichnend sind (Taf. XX, 3).

Alethopterides („wahre Farne", in Wirklichkeit aber Pteridospermen mit *Medullosa*-Stamm). Blätter pecopteridisch mit fiederiger bis einfach maschiger Nervatur, an der Spindel herabgezogen und mit Nebenadern: *Alethopteris* (Taf. XX, 7), Aderung fiederig, selten im Namur (häufig im Westfal). *Lonchopteris,* Aderung netzförmig; Leitformen für das mittlere Westfal, Stämme Medullosen (Taf. XX, 9). *Palaeoweichselia,* Saarbecken (Taf. XX, 12).

Callipterides. *Alethopteris*-ähnlich mit bezeichnenden Zwischenfiedern. Rotliegendes, doch kommt die Gattung *Callipteridium* schon im Stefan vor (Taf. XX, 4).

Odontopterides. Pecopteridische Blätter ohne Hauptader; Aderung daher fächerförmig. Stefan und Rotliegendes (Taf. XX, 8).

Neuropterides. Die Gruppe ist heterogen und wird in mehrere Untergattungen aufgeteilt. Die Blätter, welche zungenförmig bis langoval gestaltet sind, sitzen schmal, punktförmig an und zeigen eine Nervatur, die endweder fiederig *(Neuropteris,* Taf. XX, 6) oder maschig ist *(Linopteris,* Taf. XX, 5). Die Wedel schließen entweder mit einem Endblatt ab (imparipinnat) und haben dann keine Zwischenfiedern auf der Hauptachse; oder sie haben paarige Endfiedern (paripinnat) und Zwischenfiedern. Die imparipinnaten Neuropterides liefern wichtige Leitformen im mittleren und oberen Westfal *(N. heterophylla, tenuifolia, rarinervis, ovata, schlehani).* Die paripinnate *N. gigantea* hat die gleiche Verbreitung. Von den imparipinnaten *Linopteris* ist *L. münsteri* oberwestfälisch, *L. germari* oberstefanisch bis rotliegend. Die paripinnaten *Linopteris* sind im Westfal häufig.

Neben den Farnsamern treten im Karbon auch schon echte Nacktsamer auf. Insbesondere

Tafel XX (S. 250): Oberkarbonische Pflanzen

1. *Mariopteris muricata;* 2. *Palmatopteris furcata;* 3. *Pecopteris;* a *hemiteloides,* b *plumosa;* 4 a und b *Callipteridium pteridium;* 5. *Linopteris neuropteroides;* 6 a, b, c *Neuropteris schlehani;* 7. *Alethopteris decurrens;* 8 a, b *Odontopteris reichiana;* 9. *Lonchopteris silesiaca;* 10. *Rhodea subpetiolata;* 11 a, b *Sphenopteris striata;* 12. *Palaeoweichselia defrancei;* 13. *Cordaites* (Rekonstruktion). Abb. 2, 4 bis 6, 8 bis 9, 11 bis 13 aus POTONIÉ-GOTHAN 1921, 3 aus GOTHAN 1923.

sind hier die kohlenbildenden Cordaiten zu nennen, eine vom Unterkarbon bis zum Rotliegenden verbreitete Gruppe baumförmiger Gewächse (Taf. XX, 13). Die Blätter sind lang, bandförmig, parallel geadert; der Stamm und die Blüten erinnern an Coniferen. Zu den Ginkgogewächsen sind vielleicht die Psygmophyllen zu rechnen, am Gipfel verbreiterte und abgesetzte Blätter mit gegabelter Aderung, die im höheren Westfal erscheinen. Die zu den echten Coniferen gehörenden Walchien (s. bei Perm) beginnen im Stefan.

Die Pflanzenwelt des Karbons läßt sich in mehrere Zeitabschnitte gliedern. Die unterkarbonische Gemeinschaft erlischt im Namur A, bis auf einige Nachläufer; *Asterocalamites,* **später** *Lepidodendron* und einige altertümliche Farne sind bezeichnend. Zwischen Namur A und B besteht nach GOTHAN ein „Florensprung". Eine Übergangsflora ist bisher nicht bekannt. Bemerkenswerterweise fällt er mit der erzgebirgischen tektonischen Phase zusammen und ist weltweit zu verfolgen. Die westfälische Gemeinschaft beginnt im Namur und ist vor allem durch *Sigillarien* und einige Farngruppen von der dritten, stefanisch-rotliegenden Gemeinschaft zu trennen. Namentlich auf die Pteridophyllen, aber auch auf Sigillarien und andere Formen läßt sich auch eine Feingliederung gründen, welche praktisch bedeutsam ist.

Fauna

Die Trennung einer Kalkfazies mit vorwiegendem Benthos und einer Tonfazies mit Nekton und Plankton ist oft scharf; die häufige Verzahnung macht aber eine systematische Übersicht zweckmäßiger.

Die **Foraminiferen** erreichen einen ersten Höhepunkt, werden oft gesteinsbildend und haben stratigraphische Bedeutung. Im Unterkarbon überwiegen noch kleine Formen mit einer agglutinierenden (Fremdkörper mit Chitin- oder Kalk-Zement) Schale. Neben gewundenen oder spiralen Röhren *(Ammodiscus,* Taf. XXI, 3) herrschen Kammerlinge (Helleniten WEDEKIND), welche von einfachen Ketten *(Saccamina,* Taf. XXI, 2) zu Zopfformen *(Cribrostoma,* Taf. XXI, 4) oder Schraubenformen *(Cribrospira,* Taf. XXI, 5) übergehen. Erst zum Schluß des Unterkarbons erscheinen planospirale Typen *(Endothyra, Millerella,* Taf. XXI, 1), die den Ausgangspunkt der Fusulinaceen darstellen (Abb. 89).

Kennzeichnend ist neben der Aufrollung, die von scheibenförmigen zu spindelförmigen und rundlichen Gehäusen führt, die zunehmende Wellblechfaltung der Kammerwände und die Ausbildung einer Gehäusewand innerhalb der Kammern, welche also „verputzartig" die Kammerwände (Dachblatt) innen auskleidet (Taf. XXI, 8 und 9); bei den Fusuliniden ist diese Wand dicht, bei den späteren Schwageriniden und Verbeekinen siebartig durchbrochen (Waben- und Gitterwerk).

Fusulinella (Unterkarbon-Westfal) ist meist noch höher als breit (linsenförmig) und hat nur an den Polen gefaltete Scheidewände (Taf. XXI, 6), *Fusulina* ist lang spindelförmig, die Kammerwände sind total gefaltet und erscheinen daher auf Längsschliffen als Blasengewebe; sie ist für das Oberkarbon bezeichnend: *F. cylindrica* — Westfal, *F. verneuili* — Unterstefan; die extrem lange *F. (Quasifusulina) longissima* reicht bis zur Permgrenze (Taf. XXI, 8).

Die etwas jüngeren Schwageriniden umfassen Formen mit durchbrochener Innenwand (Wabenwerk) und 2 „Tonnenreifen". *Triticites* (Stefan — Unterperm. Taf. XXI, 7) ist in der Gestalt Fusulinen-ähnlich, die Fältelung der Kammerscheidewände ist aber schwächer, die Umgänge werden nach außen höher. *Schwagerina* (im engeren Sinne = *Schw. princeps,* Taf. XXI, 9)

umfaßt kugelige Formen mit wenig gefalteten oder flachen Septen und hohen Umgängen, die sich wohl aus *Triticites* entwickeln und etwas später erscheinen; Übergänge liegen in Formen wie *Schwagerina fusiformis* und *Pseudoschwagerina fusulinoides* vor. Die Gattung wird heute (DUNBAR u. SKINNER, RAUSER) aufgespalten *(Pseudofusulina, Pseudoschwagerina, Parafusulina)*. Leitend ist sie im obersten Oberkarbon und in den permischen Grenzschichten.

Die **Korallen** sind in der kalkigen Fazies, insbesondere im Unterkarbon leitend.

Bei den Bödenkorallen ist außer der Gattung *Syringopora* (Röhrchen mit Quer-

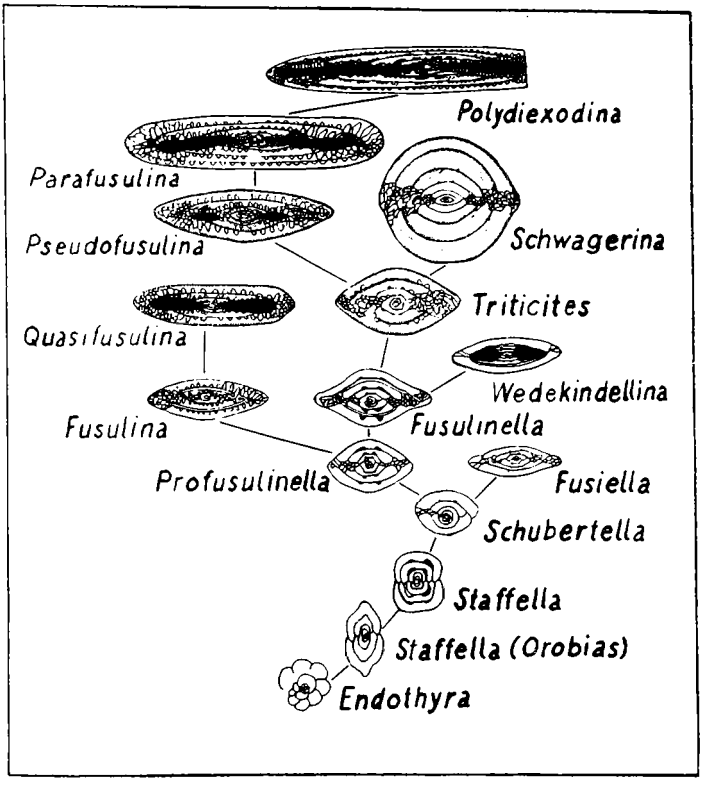


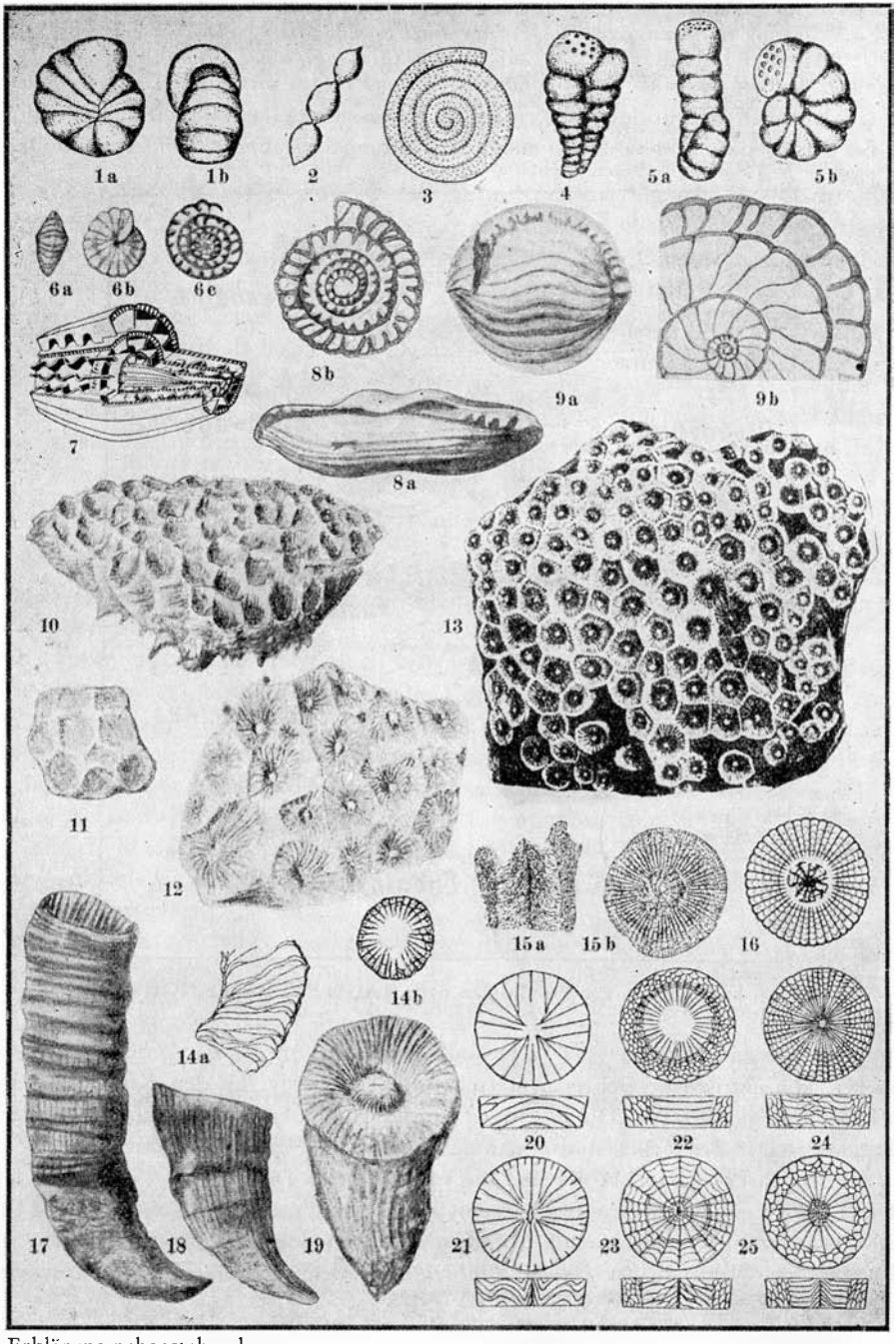
Abb. 89. Entwicklung der Fusuliniden nach RAUSER-TSCHERNOUSSOWA.

brücken) die zu *Pleurodictyum* (s. Devon) gehörende *Michelinia* (große Zellen mit flacher, konzentrisch gestreifter Unterseite und Wurzeln) für den Kohlenkalk bezeichnend (Taf. XXI, 10). Die niedrigen Stöcke von *Kleistopora* (Taf. XXI, 11) mit Pseudosepten in den Zellen sind in den devonischen Grenzschichten häufig.

Bei den Tetrakorallen[1]) sind die spezialisierten Devonformen verschwunden. Die Entwicklung beginnt aufs neue mit einfachen Typen wie *Calophyllum* (Taf. XXI, 14, einzonige Korallen mit einfachen Böden und kurzen Septen). Im unteren Unterkarbon (Tournai) ist ferner *Zaphrentis* typisch, Einzelkelche mit einfachen

[1]) Schilderung im Anschluß an WEDEKIND.

Tafel XXI, Karbon



Erklärung nebenstehend

konvexen Böden (einzonig), fiederig stehenden langen Septen und einer Grube (Fossula) auf der konkaven (*Z. delanouei* = Z_1) oder konvexen (*Z. koninckí* = Z_2) Seite des Kelches (Taf. XXI, 18, 20).

Die ähnlich gestaltete Gattung *Lophophyllum* mit Säulchen, Randblasengewebe und gebogenen Septen ist im höheren Oberkarbon häufig (Taf. XXI, 21).

An Stelle von *Zaphrentis* erscheinen im mittleren Unterkarbon (Obertournai – Untervisé) zweizonige Korallen mit Randblasen und gewölbten Böden, für die noch eine Fossula kennzeichnend ist. Die in dieser Stufe leitende *Caninia* hat flachkonvexe Böden und verdickte Septen (Taf. XXI, 17, 22); die ähnliche *Palaeosmilia* (Obertournai-Visé) hat dünne sehr zahlreiche Septen (Taf. XXI, 24). Durch spitzbogenförmige Aufwölbung der Böden wird nun im Querschnitt das Bild eines Spinnengewebes erzeugt, so bei dem auf das untere Visé beschränkten *Carcinophyllum* (Taf. XXI, 16, verdickte Septen, die in der Mitte eine zerfaserte Masse haben) und noch deutlicher bei dem durch das Unterkarbon durchgehenden *Clisiophyllum* (Taf. XXI, 15).

Diese Formen sind Übergänge zu den Dreizonern des oberen Unterkarbon (Obervisé) mit der typischen Form *Dibunophyllum* (Taf. XXI, 19, 25). An das äußere Blasengewebe schließen sich erst die breiter gestellten Hauptböden, dann die eng gestellten, stark aufgebogenen Kleinböden an, die von feinen Septenenden und einer blattförmigen Achse durchsetzt sind. Im Querschnitt geht also nun das „Spinnengewebe" bis zur Mitte. Eine Fossula ist kaum noch sichtbar.

Unter den stockförmigen Tetrakorallen ist vor allem *Lithostrotion* (Taf. XXI, 13, 23) zu nennen, welches im Untervisé mit niedrigen rasenförmigen Kolonien beginnt, die zunächst zweizonig sind, aber schon in diesem Stadium eine solide Achse haben. Im Obervisé wölben sich auch hier die Böden empor, die Stöcke werden massig. In der Gattung *Lonsdaleia,* die bis ins Oberkarbon reicht, ist dann auch hier die Dreizonigkeit mit „Spinnengewebe"-Querschnitt erreicht (Taf. XXI, 12).

Die oberkarbonischen Tetrakorallen schließen sich an die Zaphrentiden an, haben aber bisher keine so große biostratigraphische Bedeutung erlangt.

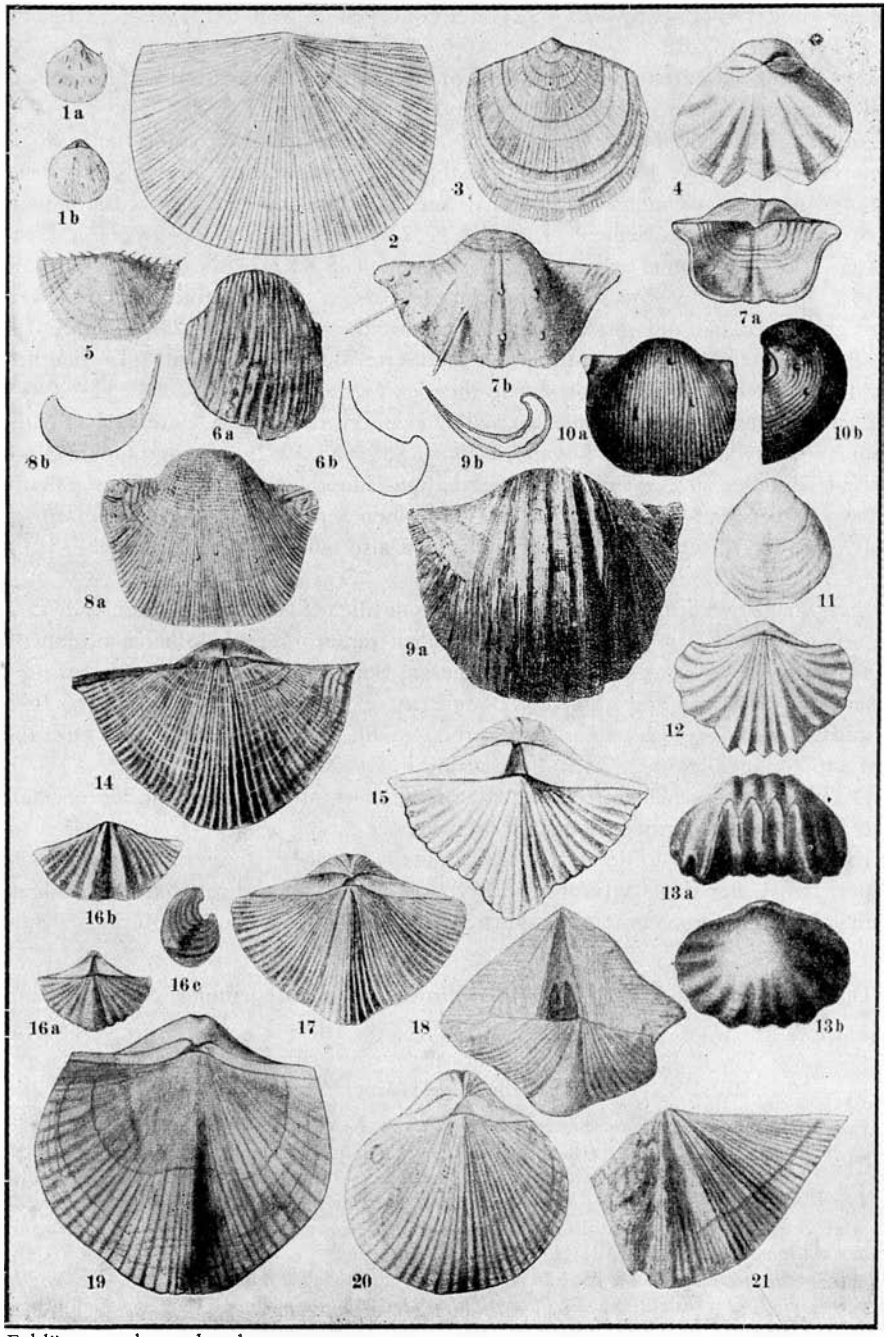
Die **Bryozoen** sind in der Kalkfazies zwar häufig, aber stratigraphisch bisher kaum verwertbar. Unter den Cryptostomata sei *Fenestella (plebeja)* genannt, die im Unterkarbon beginnt; ferner im amerikanischen Unterkarbon die schraubenförmigen Stöcke von *Archimedes.*

Die **Brachiopoden** haben in der Kalkfazies größere Bedeutung. Nach WEDEKIND

Tafel XXI (S. 254): Karbonische Foraminiferen und Korallen.

1 a, b *Endothyra;* 2. *Saccamina;* 3. *Ammodiscus;* 4. *Cribrostoma;* 5 a, b *Cribrospira;* 6 a bis c *Fusulinella struwei* (1 bis 6 stark vergrößert); 7. *Triticites* (Schema); 8. a *Fusulina cylindrica;* 8 b Desgleichen, Querschnitt; 9 a *Schwagerina princeps;* 9 b Desgleichen, Querschnitt; 10. *Michelinia favosa;* 11. *Kleistopora typa;* 12. *Lonsdaleia floriformis;* 13. *Lithostrotion portlocki;* 14 a, b *Calophyllum,* Längs- und Querschnitt; 15 a, b *Clisiophyllum,* Längs- und Querschnitt; 16. *Carcinophyllum,* Querschnitt; 17. *Caninia cornucopiae;* 18. *Zaphrentis koninckí;* 19. *Dibunophyllum turbinatum;* 20 bis 25. Längs- und Querschnitte: 20. *Zaphrentis,* 21. *Lophophyllum,* 22. *Caninia,* 23. *Lithostrotion,* 24. *Palaeosmilia,* 25. *Dibunophyllum.* 1, 4, 5, 7, 14 bis 16 nach WEDEKIND, 1937; 6, 8 bis 13, 17 bis 25 nach H. SCHMIDT, 1929.

Tafel XXII, Karbon



Erklärung nebenstehend

sind die Orthokraspedonta mit langem, geradem Schloßrand als Ausgangsgruppe im älteren Paläozoikum zu betrachten. Im Karbon sind darunter Formen ohne Armgerüst (aphaneropegmat) und mit spiralem Armgerüst (helicopegmat) häufig.

Orthiden sind durch die Untergattungen *Schizophoria (resupinata)* mit kleiner Ventralschale, *Rhipidomella* (Taf. XXII, 1) mit perforierter Schale und schwacher Anwachsstreifung und *Enteletes* (Taf. XXII, 4) mit doppelter Berippung und Sinus vertreten. Letztere Gattung ist spezifisch oberkarbonisch-permisch.

Die Strophomeniden mit flacher Schale, langem Schloßrand und feiner Radialstreifung erleben eine neue Blüte. Ihre jungpaläozoischen Vertreter gehen auf die devonische *Schellwienella* (Typus *„Orthothetes" umbraculum)* zurück (Taf. XXII, 2), an die der etwas ungleichklappige *Streptorhynchus* (Visé-Perm) anschließt. Bei den jüngeren Formen wird die Area größer und die Rückenklappe stärker gewölbt. Genannt seien: *Schuchertella* (Visé-Namur) mit reduzierten Zahnstützen, *Meekella* (Obervisé-Unterperm) mit parallelen Zahnstützen und doppelter Berippung, *Orthothetes* (Oberkarbon) mit vorn vereinigten Zahnstützen, *Derbya* (Visé-Perm) mit ganz vereinigten Zahnstützen (Taf. XXII, 3). Die drei letzten vorwiegend oberkarbonisch.

Eine große Bedeutung und Reichhaltigkeit besitzen die Productiden. Von persistierenden Formen ist vor allem *Chonetes* zu nennen, der im Unterkarbon noch recht häufig ist (Taf. XXII, 5). Dagegen entwickelt sich aus der devonischen *Productella* ein Heer von bestachelten Formen ohne Area, mit kräftig gewölbter, meist deutlich in zwei Loben geteilter Ventralklappe und flacher deckelförmiger Dorsalschale. Bezeichnend für die echten Productiden sind die Eindrücke der Muskeln und des Armskeletts (Spiralnäpfe) auf der Innenseite, ferner die Art der Bestachelung und Punktierung und die Evolution der Schalenform.

Die älteste Untergattung *Avonia (P. arcuatus, bassus, niger, fallax)* ist für das unterste Unterkarbon bezeichnend. Es sind breit und undeutlich berippte, stark gewölbte, kleine Formen mit kurzem Schloßrand und gedrungener Gestalt (Taf. XXII, 6).

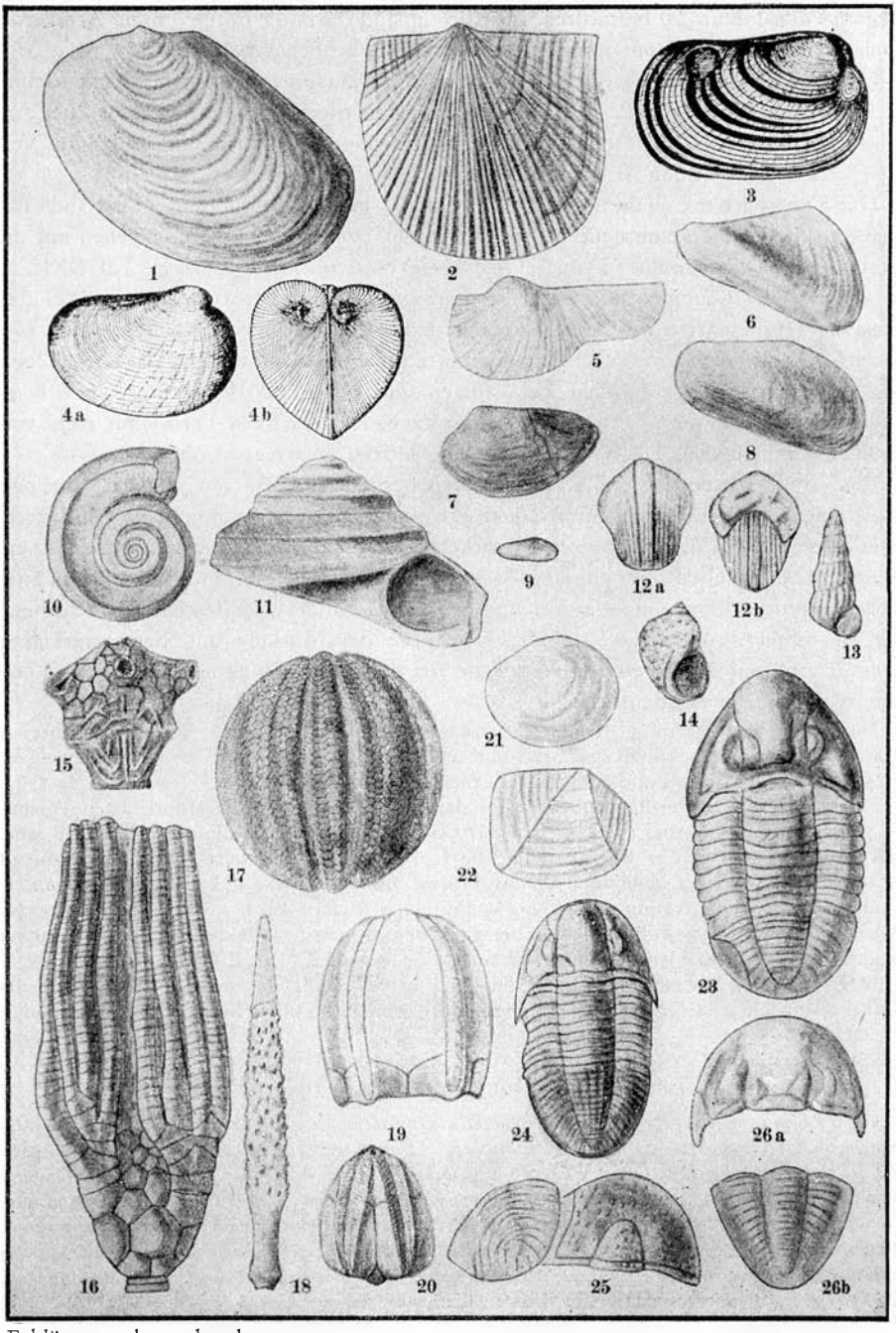
Die Untergattung *Pustula* schließt wohl daran an und hat die bezeichnendsten Formen *(P. mesolobus)* im Tournai (Taf. XXII, 7). Die Schalen sind flacher, ohne Radialrippen, aber mit gleichmäßig verteilter Bestachelung. Die Untergattung *Gigantella* beginnt im Tournai *(P. corrugatus)*, ist aber besonders für das Visé *(P. hemisphaericus* — Untervisé, *P. giganteus* – allgemein Visé bis Namur, *P. striatus* — Mittelvisé, *P. latissimus* — vorwiegend Obervisé) leitend. Die kräftig gewölbte, radial berippte und bestachelte Bauchklappe, die konkave Rückenklappe und der lange Schloßrand sind kennzeichnend (Taf. XXII, 9).

Die Untergattung *Linoproductus* ist im Oberkarbon häufig. *L. cora* gilt als Leitform der Gschel-Stufe (Unterstefan) tritt aber tiefer und höher auf. Sie hat den gleichen Berippungs-

Tafel XXII (S. 256): Karbonische Brachiopoden

1 a, b *Rhipidomella pecosi;* 2. *Schellwienella crenistria;* 3. *Derbya crassa;* 4. *Enteletes lamarcki;* 5. *Chonetes hardrensis;* 6 a *Productus (Avonia) niger;* 6 b Desgleichen Querschnitt; 7 a, b *Productus (Pustula) mesolobus;* 8 a *Productus semireticulatus;* 8 b Desgleichen Querschnitt; 9 a *Productus (Gigantella) giganteus;* 9 b Desgleichen Querschnitt; 10 a, b *Productus (Linopr.) cora;* 11. *Seminula subtilita;* 12. *Rhynchonella pleurodon;* 13 a b *Pugnax pugnus;* 14. *Spirifer tornacensis;* 15. *Spirifer trigonalis;* 16 a bis c *Spiriferina peracuta;* 17. *Spirifer striatus;* 18. *Syringothyris cuspidata;* 19. *Choristites mosquensis;* 20. *Munella supramosquensis;* 21. *Spirifer fasciger.* Aus GÜRICH, Leitfossilien, vorwiegend Lief. 6 (H. SCHMIDT); 10 aus Lief. 5 (DIENER); 13 aus Lief. 3 (GÜRICH); 9 a aus SCHMIDT 1935.

Tafel XXIII, Karbon



Erklärung nebenstehend

typus wie *Giganteila* (lineati), aber einen gedrungeneren Bau und eine weniger konkave Rückenklappe (Taf. XXII, 10).

Die Gruppe des *P. semireticulatus* beginnt im Tournai *(P. burlingtonensis)*, liefert im tieferen Visé den weltweit verbreiteten *P. semireticulatus*, höher *P. longispinus*. Bezeichnend sind zwei Merkmale: 1. beide Klappen sind außen (am Stirnrand) winklig abgeknickt, verlängert und liegen eng aufeinander; 2. der normale, innere Teil der Schale ist mit Netzstreifung, der äußere nur mit Radialstreifung versehen (Taf. XXII, 8).

Die ähnliche *Marginifera* mit inneren Schalenwülsten ist im höheren Oberkarbon und im Perm verbreitet. *Proboscidella* im allerobersten Karbon ist eine aberrante Form derselben Gruppe, bei der der umgeknickte Stirnteil verlängert und rüsselartig zusammengewachsen ist.

Von den helicopegmaten Orthokraspedonten sind die Spiriferiden im Karbon noch leitend. Die glatten (bzw. mit chagrinierter Oberfläche versehenen) Formen, wie *Martinia* und *Reticularia* mit kräftigen Anwachsstreifen sind zum Teil sehr häufig, aber vertikal weit verbreitet. Der Hauptstamm schließt an die devonischen Neospiriferen (mit Rippen auf Wulst und Sinus), insbesondere *Sp. verneuili* an. Bezeichnend sind die – getrennten – Zahnstützen der Ventralklappe.

Sp. marionensis aus dem tiefsten Karbon und die ähnliche Leitform des Tournai *Sp. tornacensis* sind stark verlängert, mit größter Länge an der Area, wo die Schale in Spitzen ausgezogen ist. Sinus und Wulst sind flach, die Rippen nicht gegabelt, aber am Stirnrande vermehrt (Taf. XXII, 14). *Sp. clathratus* aus dem Obertournai unterscheidet sich vor allem durch feinste Radialstreifen.

Durch breitere mediane Rippen und stärker ausgeprägten Sinus sind der lange *Sp. convolutus* (Untervisé), der dreieckige *Sp. trigonalis* (Obervisé, Taf. XXII, 15) und der rundliche *Sp. opimus* (Westfal) gekennzeichnet. Gegabelte Rippen und gerundete Schloßrand-Ecken haben *Sp. striatus* (Taf. XXII, 17, Visé-Stufe) und *Sp. duplicicosta* mit größter Breite unter dem Schloßrand (Untervisé). Schalenfalten mit Bündelrippen haben *Sp. cameratus* und *Sp. fasciger* (Taf. XXII, 21, Westfal bis Perm).

An die devonische *Cyrtina* mit hoher Area schließen an: *Syringothyris* (Tournai) mit unberipptem Wulst (Taf. XXII, 18) und Sinus, ferner *Spiriferina* mit punktierter Schale und Medianseptum (*Sp. octoplicata* im Untertournai). Die Gattung reicht bis zum Lias (Taf. XXII, 16).

Choristites (Sp. mosquensis) ist die Leitform des russischen Mittelkarbon (marines Westfal). Gedrungener Bau, mittelhohe Area, und nach unten konvergente Zahnstützen sind bezeichnend (Taf. XXII, 19). *Munella* (Oberwestfal-Perm) hat eine kürzere Area und parallele Zahnstützen (Taf. XXII, 20). *Spiriferella* (Oberkarbon-Perm) hat eine hohe gekrümmte Area, Bündelrippen und Netzskulptur.

Die Sphenokraspedonten (Wedekind) zweigen von den Orthokraspedonten durch Schwund der Area von den Seiten ab. Sie haben eine Crura (ancistropegmat). *Camaro-*

Tafel XXIII (S. 258): Karbonische Mollusken, Stachelhäuter, Arthropoden

1. *Posidonia becheri;* 2. *Pterinopecten papyraceus;* 3. *Edmondia oblonga;* 4 a, b *Cardiomorpha oblonga;* 5. *Conocardium uralicum;* 6. *Najadites modiolaris;* 7. *Carbonicola acuta;* 8. *Anthracomya phillipsi;* 9. *Modolia macadami;* 10. *Euomphalus pentangulatus;* 11. *Omphalotrochus whitneyi;* 12 a, b *Euphemus urii;* 13. *Zygopleura rugosa;* 14. *Trachydomia wheeleri;* 15. *Actinocrinus multiradiatus;* 16. *Poteriocrinus multiplex;* 17. *Melonechinus multiporus;* 18. Stachel von *Archaeocidaris;* 19. *Granatocrinus;* 20. *Pentremites;* 21. *Estheria simoni;* 22. *Leaia baentschi;* 23. *Griffithides globiceps;* 24. *Phillipsia gemmulifera;* 25. *Brachymetopus uralicus;* 26 a, b *Phacops bergicus.* Abb. 1, 2, 5 bis 26 aus H. SCHMIDT, 1929.

phoria (s. Devon) mit den Untergattungen *Camarotoechia (R. pleurodon,* Taf. XXII, 12) und *Pugnax (R. pugnus)* ist im Unterkarbon noch häufig (Taf. XXII, 13).

Die Toxokraspedonten (WEDEKIND) haben einen verbogenen Schloßrand und eine von oben nach unten schwindende Area. Spirales Armgerüst haben die persistierende *Athyris* und *Seminula (Composita ficoides)* mit glatter Schale (Untervisé, Taf. XXII, 11). Tiefunterkarbonisch ist *Cleiothyris* (ähnlich *Athyris*); bis zur Trias reicht die grob berippte *Retzia.* Von Formen mit Armschleife sei die Gattung *Dielasma* genannt.

Die **Muscheln** werden nun reichhaltiger. Bei den Ungleichmuskeligen (Anisomyaria) treten die Aviculiden zurück, dagegen sind die verwandten Posidonien mit abgesetztem Ohr wichtig, so die stark konzentrisch gestreifte *Pos. becheri,* eine Leitform des Oberkulm (Taf. XXIII, 1). Die verwandte *Posidoniella* hat einen kurzen Schloßrand und schwache Radialrippen *(P. laevis* im Namur und Westfal).

Von den übrigen Anisomyaria sind besonders Pectiniden reichlich vertreten. *Pterinopecten papyraceus* mit nicht abgetrenntem hinterem Ohr und feiner Radialstreifung ist im Namur und Westfal häufig (Taf. XXIII, 2). Es erscheinen auch schon die Limiden, Pinniden und Mytiliden; von letzteren ist die glatte, nach hinten verlängerte und mit schwacher diagonaler Kante versehene *Modiola macadami* für die Basiszone des Karbons bezeichnend (Taf. XXIII, 9).

Bei den Gleichmuskeligen sind Taxodonten mit geradem *(Macrodon)* oder gebogenem *(Nucula)* Schloßrand nicht selten. Von Cardioconchen hat in der Kalkfazies *Conocardium* mit verlängertem vorderem und abgestutztem hinterem Schalenteil einige Bedeutung (Taf. XXIII, 5). Auch die Heterodonten werden häufiger, *Schizodus* (mit gespaltenem Dreieckzahn) tritt schon auf. Zu den Heterodonten ist auch *Astartella* mit konzentrischer Skulptur zu rechnen. Von den Desmodonten (ohne Zähne) ist in der kalkigen Fazies des Unterkarbons *Cardiomorpha* (Taf. XXIII, 4) mit geblähter Schale und eingekrümmtem Wirbel häufig, ebenso die flache *Edmondia* (Taf. XXIII, 3).

Von stratigraphischem Wert sind schließlich die im Karbon reich entwickelten Brack- und Süßwassermuscheln oder Najaditen (mit differenzierten Schloßzähnen, aber ohne Seitenzähne). Die drei wichtigsten Gattungen sind:

Carbonicola — erinnert in der ± ovalen Form an den heutigen *Unio;* die größte Höhe und Dicke liegt unter dem Wirbel im vorderen Drittel, Schloßrand und Hinterrand konvergieren nach hinten; die Oberfläche ist faserig. Häufig im Unterwestfal, verschwindet im Oberwestfal (Taf. XXIII, 7).

Anthracomya — Schloß- und Unterrand ± parallel, größte Höhe und Dicke hinter dem Wirbel. Oberfläche runzelig. Eine diagonale Furche vom Wirbel nach hinten unten ist bezeichnend. Schizodont. Namur bis Perm (Taf. XXIII, 8).

Najadites — Wirbel am Vorderrand, Schloß- und Unterrand divergieren nach hinten, so daß die Gestalt oft dreieckig ist. Dysodont. Vom Namur bis zum mittl. Westfal (Taf. XXIII, 6).

DAVIES und TRUEMAN unterscheiden nach den Najaditen im englischen Westfal 6 Zonen, die sich auch in Frankreich, Belgien und im Ruhrgebiet wiederfinden.

Die **Schnecken** sind in der Kalkfazies häufig.

Unter den Schildkiemern erreichen die bilateral symmetrischen Bellerophonten einen Höhepunkt. *Euphemus* (Taf. XXIII, 12) mit Spiralstreifen, aus der Moskau-Stufe und der geknotete *Pharkidonotus* (Oberkarbon) seien genannt. Die schneckenförmig gewundene *Pleurotomaria* ist im Kohlenkalk, die unsymmetrisch beginnende, dann symmetrische *Por-*

cellia im Kulm verbreitet. Häufig sind ferner die Euomphaliden (seit dem Silur) mit flacher Oberseite und flachkonischem Nabel auf der Unterseite: *Euomph. pentangulatus* (Untervisé) mit gekanteten Umgängen (Taf. XXIII, 10); *Ptygmatifer* (Oberkarbon) mit Knoten; *Straparollus (dyonisii*-Visé) mit kreiselförmiger Schale. Endlich sind die Turbiniden (ohne Schlitzband) zu nennen: *Omphalotrochus whitneyi* mit Längsskulptur und engem Nabel ist eine Leitform der Gschel-Stufe des Oberkarbons (Taf. XXIII, 11).

Kammkiemer sind im kalkigen Oberkarbon unselten, genannt seien die rundliche, geknotete *Trachydomia* (Taf. XXIII, 14), die ovale *Sphaerodoma*, die turmförmige *Loxonema* (glatt) und die berippte *Zygopleura* (Taf. XXIII, 13).

Cephalopoden. Neben dem noch unseltenen *Orthoceras* tritt der spiral aufgerollte *Nautilus* in mehreren Untergattungen auf (insbesondere Unterkarbon): *Coelonautilus* mit dreieckigem Querschnitt und Außenfurche; *Discites* mit hohen flachen Windungen; *Ephippioceras*, engnabelig, niedrigmündig, mit Außensattel; *Temnocheilus*, weitgenabelt mit Knoten (s. Perm, Taf. XXIX, 21 bis 25).

Wesentlich wichtiger sind die Goniatiten, auf denen die Zonenstratigraphie beruht.

Als Ausgangsform der karbonischen Goniatiten wird *Aganides* (Taf. XXIV, 1) angesehen, der neuerdings als ident mit dem devonischen *Brancoceras* = *Imitoceras* betrachtet wird. Es sind glatte, stark eingerollte Formen mit nahezu geschlossenem Nabel. Die Lobenlinie schließt eng an die von *Cheiloceras* an, hat aber nach H. SCHMIDT einen „Kehllobus", so daß von der Außenseite beginnend, fünf Loben gezählt werden.

Für die Entwicklung der späteren Formen ist nach WEDEKIND wichtig, 1. daß der Nabel sich öffnet und die jüngeren Gattungen immer weitnabeliger werden; 2. daß eine Teilung des Außenlobus erfolgt; 3. daß die Anwachsstreifung, welche bei den älteren Formen höchstens einfach geschwungen ist, später zu einer gebuchteten oder doppelbogigen Form übergeht. Außerdem lassen sich zwei Entwicklungsreihen unterscheiden:

1. In der einen Reihe werden die Umgänge höher, die Schale nimmt eine scheibenförmige Gestalt an; bei den älteren Formen ist der Nabel weit offen, bei den jüngeren wird er im Alter wieder verengt. Die Lobenlinie nimmt an Elementenzahl zu. Die Formen besitzen keine Berippung und die Anwachsstreifung ist einfach. Es scheint eine Reihe von *Aganides* über *Gattendorfia*, *Prolecanites* und *Pronorites* zu den Medlicottien des Perm zu führen.

2. Die zweite Reihe zeigt auch einen sich bald öffnenden Nabel (im Gegensatz zu *Aganides)*. Aber die Windungen werden niedrig, breit und umfassen sich gegenseitig stark, so daß der Nabel eng, aber tief wird. Die Lobenzahl nimmt kaum zu. Die Schalen erhalten oft Knoten, Rippen oder Spiralstreifen und die Anwachsstreifung ist bei den jüngeren Stadien doppelbogig. Eine Reihe führt von *Aganides* über *Pericyclus* und *Münsteroceras* zu *Goniatites* und weiter zu *Eumorphoceras*, *Gastrioceras*, *Schistoceras* und wahrscheinlich zu permischen Formen. Kurz seien die wichtigsten Gattungen aufgezählt:

A. Prolecanitidae. Scheibenförmige, meist weitnabelige Ammoneen.

Gattendorfia. Glatt, zuerst weitnabelig, dann wieder enger. Außen- und Innenlobus, 3 Seitenloben. Leitform des tiefsten Karbons (Taf. XXIV, 3).

Protocanites. Weitnabelig, flach, mit hoher Mündung und gleichbleibendem Windungsquerschnitt. Anwachsstreifen schräg rückwärts gerichtet. Leitform der Stufe I (Taf. XXIV, 4).

Merocanites. Ähnlich, aber mit 2 Kehlloben. Stufe II (Taf. XXIV, 7).

Prolecanites. Ähnlich, aber mit 3 bis 4 Kehlloben. Stufe III (Taf. XXIV, 10).

Prodromites ist hochmündig, eng genabelt, mit außen zugespitztem Hohlkiel und komplizierter Lobenlinie. Er tritt im untersten Karbon Amerikas auf und nimmt mit seiner Lobenlinie eine sonst erst im Perm einsetzende Entwicklung vorweg (Taf. XXIV, 2). Die Hauptreihe führt zu

Pronorites, bei dem Außen- und Laterallobus mehrspitzig werden; die Zahl der Kehlloben nimmt noch weiter zu (4 bis 5). Der Nabel wird im Alter wieder enger. Die Anwachsstreifung zeigt je eine Bucht auf jeder Seite. Die Gattung ist im oberen Unterkarbon am häufigsten, besitzt aber im Oberkarbon und Unterperm Nachfahren, bei denen der Seitenlobus mehrfach zerschlitzt ist. *(Parapronorites, Uddenites),* und von denen *Medlicottia* des Perm abstammen dürfte (Taf. XXIV, 8 und 20).

B. Goniatitidae (= Glyphioceratidae) mit frühzeitig geteiltem Außenlobus, aber einer sich sonst wenig verändernden Lobenlinie. Der Hauptstamm zeigt kugelige Gehäuse, doch sind auch flachscheibenförmige Seitenzweige vorhanden.

Pericyclus. Einfach berippte Formen mit engem Nabel, ziemlich dick. Der Außenlobus hat bei den älteren Vertretern parallele, später etwas schiefe Wände. Anwachsstreifen einbogig, später schwach zweibogig. Leitform der Stufe II (Taf. XXIV, 6).

Muensteroceras. Ohne Rippen, sonst wie *Pericyclus.* Beginnt in der Stufe I, ist aber in II häufiger (Taf. XXIV, 5).

Goniatites (= *Glyphioceras*[1]) ist eine rundliche Form mit engem Nabel, bei der der Außenlobus im Gegensatz zu den vorher genannten nach vorne breiter wird; der Außensattel ist daher spitz. Kennzeichnend ist eine feine Spiralstreifung. Leitend in der Stufe III (Taf. XXIV, 9).

Homoceras umfaßt rundliche Formen mit Knötchen auf den Jugendwindungen, stark vorgezogener Anwachsstreifung und hohem Mediansattel. Untergattungen *Cravenoceras* und *Nuculoceras;* stammt von *Pericyclus.* Vorwiegend Stufe IV (Taf. XXIV, 12).

Gastrioceras — geblähte Formen mit Nabelknoten und Rippen auf den Jugendwindungen. Der Außensattel ist ± parallelwandig. Anwachsstreifen mit Außenbucht und zwei seitlichen Vorsprüngen. Bezeichnend für die obere Stufe IV und Stufe V (Taf. XXIV, 16).

Paragastrioceras im Stefan und Perm hat stärker vorgezogene Anwachsstreifen (Taf. XXIV, 19). Von den früh abspaltenden Seitenzweigen sind wichtig:

Nomismoceras. Scheibenförmig, mit zugespitzter Außenseite, Knoten auf den Jugendwindungen; starke seitliche Vorsprünge der Anwachsstreifen; Kante mit Randfurchen an der Außenseite. Typisch in der Stufe III, Zone α und β (Taf. XXIV. 11). Vielleicht sind hier anzuschließen: der weitgenabelte, hochmündige *Paralegoceras* (Taf. XXIV, 18) aus Stufe IV und V in Amerika; *Agathiceras* aus dem Stefan und Unterperm (enggenabelt, mit Spiralstreifen); *Schistoceras* (Taf. XXIV, 22).

Eumorphoceras (Taf. XXIV, 13) wird von H. SCHMIDT zwischen *Goniatites* und *Gastrioceras* gestellt. WEDEKIND sieht in ihm einen besonderen Zweig. Er ist verhältnismäßig flach, mit kantiger Außenseite und oft mit einer ± tiefen Spiralfurche. Bezeichnend sind wieder Rippen auf den Jugendstadien und zwei Vorsprünge der Anwachsstreifung. Der Außenlobus ist nach vorn divergent. Nahe verwandt sind *Reticuloceras* mit parallelwandigem Außenlobus und zugespitztem Außenrand (Taf. XXIV, 15) und *Sagittoceras* (Taf. XXIV, 14). Leitend für die Stufe IV.

Anthracoceras. Hochmündige Formen mit geschlossenem Nabel und gebogener Anwachsstreifung. Loben noch ungeteilt und gerundet. Beginnt in der Stufe III; besonders häufig im Westfal (Taf. XXIV, 17). Ähnlich ist *Dimorphoceras* mit geteiltem Außen- und Seitenlobus (Stufe II—IV) und *Neodimorphoceras* aus dem Stefan (VI) mit noch stärkerer Lobenteilung.

Schistoceras. Mit 3 bis 4 Umschlagloben, Windungen, die gleich hoch wie breit sind, und engem Nabel. Jugendstadien berippt, später Netzskulptur. Stufe VI und tiefstes Perm (Taf. XXIV, 22).

---

[1]) Der bezeichnende und lange eingebürgerte Name *Glyphioceras* wurde leider den einheitlichen Nomenklatur-Regeln geopfert.

Shumardites mit Nebenzacken an den Loben, äußerlich an *Gastrioceras* erinnernd; tritt im Stefan auf und leitet zu den permischen Cyclolobiden über (Taf. XXIV, 21).

Gliederfüßler. Die Trilobiten werden im Karbon selten; die wenigen bekannten Arten sind vertikal weit verbreitet. Bis auf *Phacops bergicus* (Taf. XXIII, 26) im untersten Karbon gehören die karbonischen Arten zu den Proetiden:

Cyrtosymbole mit einer sich nach vorn verengenden Glabella, Seitenfurchen und großen festen Wangen. Devon und Karbon I.

Phillipsia hat eine schmale, sich nach vorn kaum verengende Glabella. Die Seitenfurchen schnüren hinten einen Basallappen ab. Das Kopfschild läuft seitlich in ± lange Stacheln aus; das Schwanzschild ist lang, rund oder mit Stacheln versehen. Stufe II und III (Taf. XXIII, 24).

Griffithides ist eine ähnliche Form mit nach vorn verbreiteter Glabella in den Stufen II und III Europas, im Stefan Amerikas, der Karnischen Alpen und des Ural (Taf. XXIII, 23).

Brachymetopus ist durch sehr niedrige Glabella und gekörneltes Kopf- und Schwanzschild ausgezeichnet. Er beginnt im höheren Oberdevon, ist im Unterkarbon häufig und stirbt im Oberkarbon aus (Taf. XXII, 25).

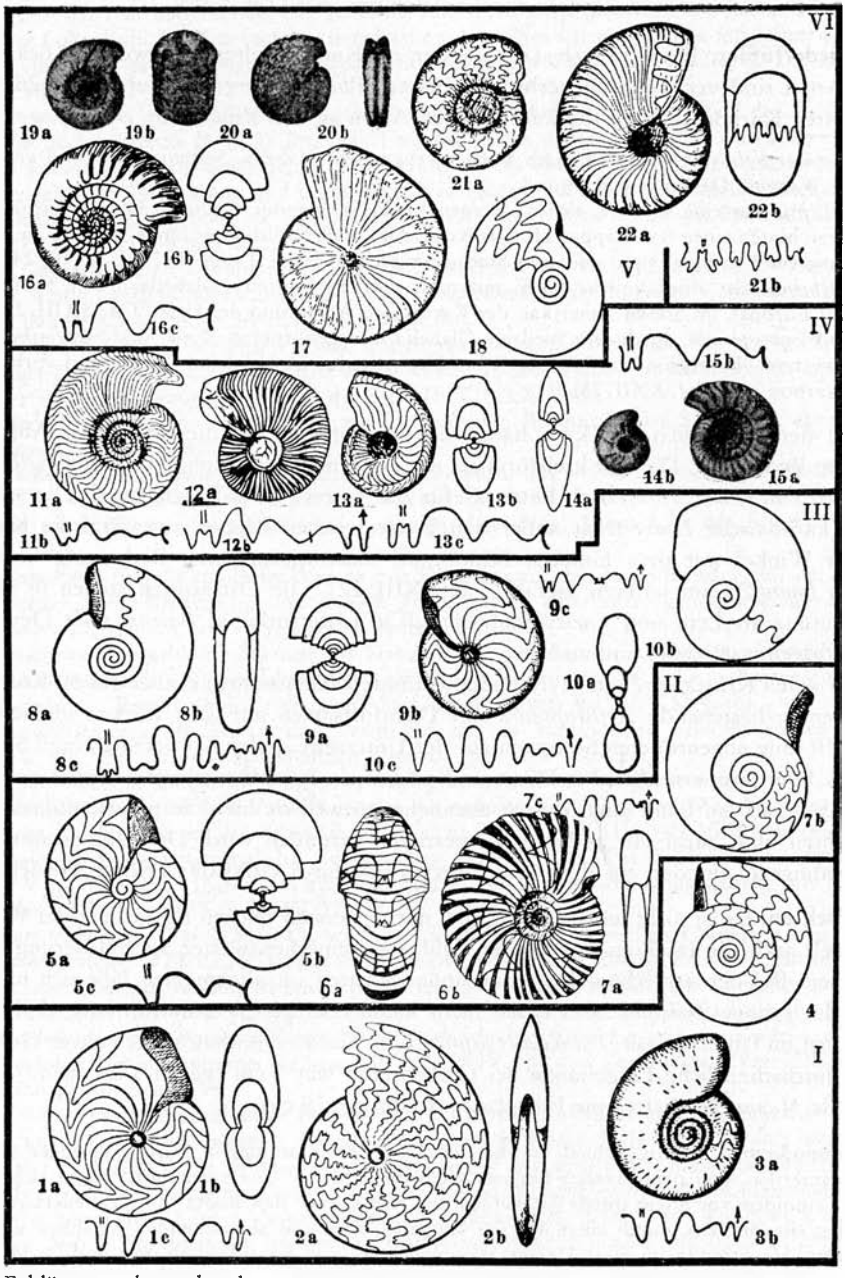
Bei den Entomostraken haben die Phyllopoden für die limnischen Ablagerungen Bedeutung. Die fast kreisförmige, mit konzentrischen Rippen bedeckte *Estheria simoni* (Taf. XXIII, 21) ist nach PRUVOST für das Unterwestfal bezeichnend. Die spezifisch karbonische *Leaia* trägt außer den konzentrischen Rippen zwei kräftige Kiele, deren Winkel mit dem hinteren Schloßrand biostratigraphische Bedeutung besitzt. *Leaia baentschi* im unteren Stefan (Taf. XXIII, 22). Die Ostracoden stehen in ihrer Bedeutung als Leit- und Faziesfossilien noch in Untersuchung: *Bairdia* (seit Devon), *Glyptopleura, Kirkbya* und andere.

Zwischen Krustazeen und Myriapoden vermittelt die asselartige, aber aus 30 Körpersegmenten bestehende *Arthropleura* mit Dornfortsätzen auf dem Rücken und dachziegelförmig angeordneten Schuppen auf der Unterseite; jeder Körperring besaß Spaltbeine. Die Form erreichte 2 m Länge und scheint ein Sumpfbewohner gewesen zu sein, der aber auch an Land ging; das ist anzunehmen, weil sie meist in pflanzenführenden Schichten, d. h. nicht mit anderen Wassertieren gefunden wird. Die Organisation ist neuerdings an Funden aus dem Saar-Oberkarbon durch GUTHÖRL geklärt worden.

Insekten. Es ist nicht unwesentlich, daß mit der ersten reichen Entfaltung der Pflanzenwelt auch die Insekten in größerer Zahl und bemerkenswerter Spezialisierung auftauchen. Bei den schlechten Erhaltungsmöglichkeiten im allgemeinen läßt sich natürlich der genaue Zeitpunkt des Erscheinens kaum festlegen. Vermutlich entwickeln sie sich erst im Unterkarbon *(Palaeodictyoptera).* Im Stefan erreichen sie gewaltige Größe; die durchschnittliche Flügellänge bei Orthopteren war 5 cm (gegen 1 cm heute); die Libelle *Meganeura* hatte eine Flügelspannweite von 70 cm.

Echinodermen. Stratigraphisch ist die Bedeutung des Stammes in Europa geringer als in Nordamerika. Von primitiveren Formen seien die Blastoideen genannt, welche sich von den Crinoiden vor allem durch das Fehlen der Arme, aber den Besitz von gegliederten Anhängen (Brachiolen), durch einen kurzen schmalen Stiel und abweichenden Kelchbau unterscheiden. Sie wurzeln im Silur-Devon, stammen wohl von Cystideen ab und sind im Mississippian Nordamerikas häufig: *Pentremites* mit blattförmigen, kurzen Ambulakral-Feldern (Taf. XXIII, 20) und *Granatocrinus* mit schmalen, bis zur Basis hinabreichenden IA-Feldern (Taf. XXIII, 19).

Tafel XXIV, Karbon



Erklärung nebenstehend

Die Crinoiden erreichen im Unterkarbon einen Höhepunkt. Die im Devon häufigen *Camerata* mit solider Kelchdecke und mit großer Plattenzahl sind im Unterkarbon in geringer Zahl vorhanden und gehen bis ins Perm hinauf. Die unterkarbonischen Formen unterscheiden sich von den devonischen oft (nicht immer) durch eine zwei- bis dreiteilige (statt vierteiliger) Basis. Die meisten Gattungen *(Actinocrinus* Taf. XXIII, 15, *Batocrinus, Hexacrinus, Platycrinus)* sind aus Nordamerika bekannt.

Die *Fistulata* mit dünner, lockerer Kelchdecke, Afterröhre und fünfteiligem, aber oft ausgesprochen bilateral-symmetrischem Kelch liefern die im Unterkarbon und Westfal wichtige Gattung *Poteriocrinus* (Taf. XIII, 16). Die *Flexibilia* sind durch *Taxocrinus* und andere Gattungen vertreten; *Taxocrinus* ist vom Unterdevon bis Unterkarbon bekannt.

Bedeutsam ist das Auftreten der Seeigel; die karbonischen Palechiniden unterscheiden sich von den späteren Echiniden durch eine größere Zahl von Plattenreihen. Genannt sei die im amerikanischen Visé sehr häufige Form *Melonechinus* mit rippenartig vorstehenden IA-Feldern und Mittelstreifen der A-Felder (Taf. XXIII, 17). Ferner tritt im Unterkarbon und in der russischen Moskau-Stufe *Archaeocidaris* auf, eine der späteren *Cidaris* ähnliche Form, die aber je 4 Reihen IA-Plättchen (statt je 2) besitzt (Taf. XXIII, 18).

Wirbeltiere

Fische. Die Placodermen sind nun verschwunden. Es herrschen Elasmobranchier, Dipnoer und Ganoiden.

Von den Proselachiern ohne Rückenstachel und mit Mundöffnung am Vorderende seien *Cladodus* (Taf. XXV, 3, Oberdevon-Unterkarbon) — Zähne mit Seitenspitzen, und *Pleuracanthus* (Oberkarbon) — gezähnte Flossenstachel und zweispitzige Zähne (Taf. XXV, 1) genannt. Bei den Selachiern mit Rostrum (nach unten verlagerter Mund) sind Formen mit Fang- und Mahlgebiß vertreten.

Die Quastenflosser (Crossopterygia), welche im Devon ihre Hauptentwicklung besaßen, liefern noch bezeichnende Formen, wie *Coelacanthus* mit längsgerunzelten Schuppen und *Megalichthys* mit großen glatten Schuppen; im Oberkarbon sind deren kleine Zähnchen nicht selten.

Bei den Actinopterygiern werden die seit dem Devon vorhandenen Palaeonisciden häufiger; bezeichnend sind die dachziegelförmig übereinanderliegenden Schuppen. Die Gattung *Elonichthys* mit kräftiger Bezahnung ist im Unter- und Oberkarbon unselten (Taf. XXV, 2).

In den ausgedehnten Seen und Landsümpfen der Steinkohlenzeit entwickeln sich nun vor allem die **Amphibien.** Die späteren, bis heute lebenden Gruppen der Blindwühler, Lurche *(Urodela)* und Frösche *(Anura)* dürften auf die jungpaläozoische Gruppe der Stegocephalen zurückgehen, welche neben primitiven Merkmalen aber schon eine beträchtliche Spezialisation besitzen. Vermutlich wurzeln die Amphi-

Tafel XXIV (S. 264): Karbonische Ammonoideen

1. Stufe: 1 a bis c *Aganides = Imitoceras;* 2 a, b *Prodromites;* 3 a, b *Gattendorfia;* 4. *Protocanites.* — II. Stufe: 5 a bis c *Muensteroceras;* 6 a, b *Pericyclus;* 7 a, b, c *Merocanites.* — III. Stufe: 8 a bis c *Pronorites;* 9 a, b *Goniatites;* 10 a bis c *Prolecanites.* — IV. Stufe: 11 a, b *Nomismoceras;* 12 a, b *Homoceras;* 13 a bis c *Eumorphoceras;* 14 a, b *Sagittoceras;* 15 a, b *Reticuloceras.* — V. Stufe: 16 a bis c *Gastrioceras;* 17. *Anthracoceras;* 18. *Paralegoceras.* — VI. Stufe: 19 a, b *Paragastrioceras;* 20 a, b *Uddenites;* 21a, b *Shumardites;* 22 a, b *Schistoceras.* — Abb. 14 b, 15 a, 19 a, b, 20 a, b aus H. SCHMIDT, 1929, die anderen zum Teil nach WEDEKIND umgezeichnet.

bien zum Teil in Crossopterygiern (s. Devon). Es sind über 120 Gattungen bekannt (nach v. HUENE).

Bezeichnend für die Stegocephalen ist das massige, mit nur 5 Öffnungen (2 Augen-, 2 Nasenlöcher, 1 Parietalloch) versehene Schädeldach, dessen Deckknochen mit einer Skulptur und mit Rinnen für die äußerlich liegenden sogenannten „Schleimkanäle" ausgezeichnet sind. Einem primitiven Stadium entsprechen die weitverbreiteten Hautverknöcherungen und die vierzehigen Vorderextremitäten (die hinteren können fünfzehig sein). Die systematische Einteilung erfolgt auf Grund der Wirbel, welche als getrennte Bogenteile angelegt werden und bei den älteren Formen auch zum Teil getrennt bleiben (rhachitom), während sie später entweder zu soliden Wirbeln verknöchern (stereospondyl), oder zu Doppelwirbeln verschmelzen (embolomer), oder zarte Knochenblätter-Wirbel bilden (phyllospondyl), oder noch andere Verknöcherungsformen aufweisen.

Die Ausgangsformen waren langgestreckt mit einem Schwanz, der der Länge des übrigen Körpers gleichkam, und dürften sich mit schiebendem Kriechen fortbewegt haben (ABEL). Es entwickelt sich aber dann ein Übergang zu Stemmkriechen, Wühlen, ja zu Schlängeln und vielleicht zum Schwimmen, mit entsprechenden Körperanpassungen. Insbesondere sind zwei Spezialisationsrichtungen bemerkenswert: 1. eine Verkümmerung des Schwanzes und gedrungener Bau (*Eryops,* Taf. XXV, 8 und 9, vorwiegend Perm) und 2. eine Verlängerung des Körpers mit Zunahme der Wirbelzahl und einer Reduktion der Extremitäten, also schlangenähnlicher Bau *(Dolichosoma,* Taf. XXV, 5).

Die karbonischen Formen waren klein (1 bis 2 m im Höchstfall). Sie sind meist als räuberische Formen zu deuten, wofür besonders die konischen Fangzähne sprechen. Es waren vermutlich Nachttiere, die tagsüber versteckt gelebt haben, entweder in Baumhöhlen oder eingewühlt in Schlamm, wofür die Reste innerhalb von Sigillarien und Lepidodendren sprechen. Die wichtigsten Funde stammen aus der Gaskohle von Nürschan in Böhmen, aus Schottland und Nordamerika.

Die Rhachitomen (Archegosauriden) sind noch selten (*Eryops,* Taf. XXV, 8 und 9, vorwiegend Perm). Im Karbon ist *Sclerocephalus* dazu zu rechnen. Stärker verschmolzene (stereospondyle) Wirbel besitzen die Labyrinthodonten mit großen Fangzähnen, deren eingefaltete Schmelzlamellen der Familie den Namen geben. Sie haben ihre Hauptverbreitung und gewaltigste Größe in der Trias, besitzen aber vielleicht Vertreter im Unteren *(Loxomma)* und Oberen *(Anthracosaurus)* Karbon Schottlands.[1])

Dagegen sind die Embolomeren (mit Doppelwirbeln) mit schlanken, 1 bis 2 m langen Formen wie *Diplovertebron* im Oberkarbon häufiger (Taf. XXV, 4).

Die sogenannten Phyllospondylen (Sammelgruppe von Larvenzuständen?) mit fünffingerigen Zehen sind besonders durch die salamanderähnlichen Branchiosauriden gekennzeichnet, die schon im böhmischen Oberkarbon vorkommen; sie sind dann im Perm häufiger.

Die Pseudocentrophoren sind Formen mit Vollwirbeln und mit einsetzender Reduktion der Gliedmaßen. Die langen schmalen Ceraterpetontidae des Oberkarbons haben sehr kurze Gliedmaßen *(Ceraterpeton, Scincosaurus)* und waren vielleicht Schwimmformen (Taf. XXV, 6 und 7). Bei *Ophiderpeton* und *Dolichosoma* sind die Gliedmaßen ganz verlorengegangen (Taf. XXV, 5). Die letzte Gattung mit schmalem Schädel und spitzer Schnauze hat bis zu 150 Körperwirbel.

[1]) SÄVE-SOEDERBERGH rechnet diese Formen allerdings nicht zu den Stegocephalen und leitet sie von den Lungenfischen ab. Nach ihm sind es die Stammformen der Diadectiden und der Mehrzahl der Reptilien.

Die Gastrocentrophoren (= *Microsauria,* Wirbelzentrum aus den Intervertebral-Knochen gebildet) haben in *Microbrachis, Hylonomus* und *Linnerpeton* oberkarbonische Vertreter.

Als Stammgruppe der **Reptilien** erscheinen im Karbon die Cotylosaurier, deren massives Schädeldach (ohne Schläfendurchbrüche) mit verzierten Deckknochen noch einen stegocephalenartigen Charakter trägt. Unterscheidend ist das ständige Vorhandensein eines fünften Fingers (Daumens) der vorderen Extremität (bei den Stegocephalen oft nur 4 Finger) und der nur ein Hinterhauptgelenk tragende Schädel (gegen 2 bei den Stegocephalen). Doch ist nach Abel die Trennung beider Gruppen keineswegs scharf. v. Huene zerlegt die Cotylosaurier in Seymouriamorpha, Diadectomorpha und Captorhinomorpha, um das Entwicklungsbild klarer zu gestalten. Zu erwähnen ist, daß auch schon höher differenzierte Reptilien, d. h. Pelycosaurier mit Schläfenlöchern (s. bei Perm) im Oberkarbon erscheinen, z. B. *Naosaurus* in Böhmen mit eigenartigem Rückenkamm.

Man kann ganz allgemein sagen, daß der Entwicklungsgang der Landwirbeltiere von den Ästuaren des devonischen roten Kontinents über die paralischen und limnischen Sümpfe des Karbons zu den ariden Gebieten der Perm- und Triaszeit führt.

2. Die regionale Verteilung des Karbons

A. Europa

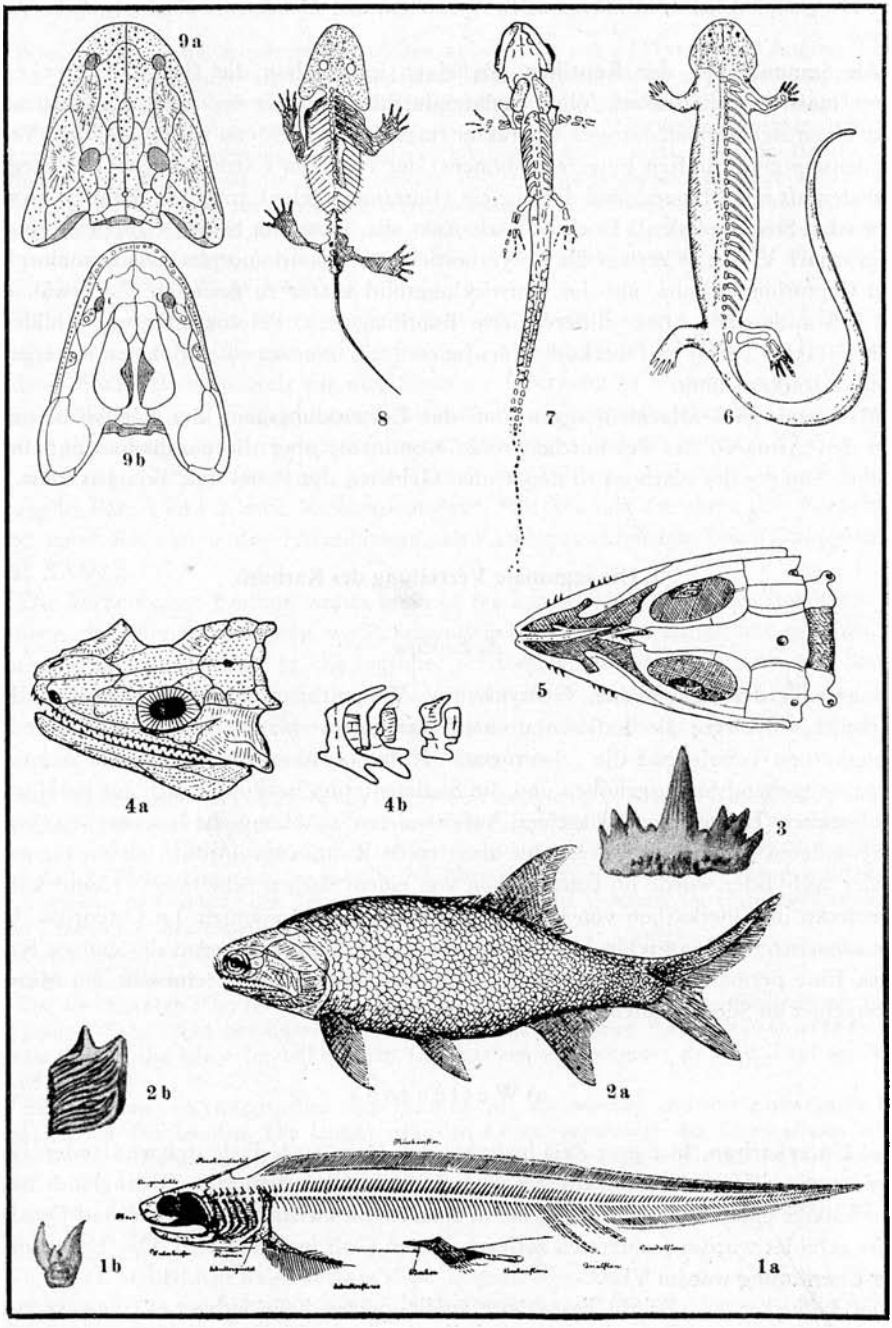
Innerhalb der devonischen Geosynklinale Westeuropas entsteht im Karbon das variscische Gebirge; die Sedimentation ist hier entsprechend unruhig und liefert im Unterkarbon vorwiegend die „synorogene" Kulmfazies; im Oberkarbon ist das Gebirge weitgehend herausgehoben und die Sedimentation beschränkt sich auf paralische Saumsenken (Devonshire-Ruhrgebiet, Außensudeten) und limnische Innensenken (Saar, Innensudeten usw.). Das Gebiet des alten roten Kontinents nördlich davon lag entweder hoch, oder wurde im Unterkarbon von einem flachen Schelfmeer (Kohlenkalk) überdeckt, im Oberkarbon von versumpften Senken eingenommen. Im Osteuropa, wo die variscische Faltung fehlt, bestand das flache Schelfmeer während des ganzen Karbons. Eine permanente Meeresbedeckung bis ins Perm herrschte einerseits im Mittelmeergebiet im Süden, andererseits im Ural im Osten.

a) Westeuropa

α) **Unterkarbon.** In dieser Zeit bedeckte das Meer noch Teile des werdenden Gebirges und griff auf den nördlichen Kontinent über. Über dem Old red Englands liegt eine kalkige epikontinentale Folge, die in einem Golf zwischen Schottland und Devonshire gebildet wurde; Inselketten zerlegen diesen Golf in Teilbecken. Der Höhepunkt der Überflutung war im Visé.

Im Teilbecken von Bristol liegen über sandig-tonigen Basisschichten *(Kleistopora*-Zone mit *Modiola lata)* Korallen- und Crinoidenkalke der *Zaphrentis*-Zone, Dolomite und Oolithe

Tafel XXV, Karbon



Erklärung nebenstehend

der *Caninia*-Zone, dunkle, zum Teil brecciöse Kalke der *Seminula*-Zone, Kalke mit Schiefer der *Dibunophyllum*-Zone (s. Tabelle VI). Die Mächtigkeit erreicht bei Gower 1000 m, nimmt aber nach Norden und Osten schnell ab, wobei die unteren Zonen ausfallen und oben Sandsteine und Schiefer zunehmen. Daran erkennt man die Annäherung an das „St.-Georgs-Land", welches Wales und Teile von Ostirland umfaßte und gegen Osten halbinselartig mit einem Festland in der Nordsee und Skandinavien zusammenhing (Abb. 90). Nördlich von ihm liegt das

Nordenglische Becken. Die zentralen Teile desselben sind in der NS-streichenden Achse der penninischen Aufwölbung erschlossen. Die Tournai-Stufe ist zum Teil durch Kalke vertreten, keilt aber nordwärts aus, so daß auch hier die Visé-Transgression allgemein ist. Das Visé ist unten kalkig (bis zur Zone S); höher schalten sich Sandsteine und Schiefer ein. Diese Pendleside-Gruppe, oben in die Yoredale- bzw. Bowland-Gruppe übergehend, entspricht der *Dibunophyllum*-Zone und vielleicht dem unteren Namur. Sie kann durch Goniatiten gegliedert werden und stellt ein Stillwassergebiet in den zentralen Teilen des Beckens dar.

Northumberland und Schottland. Jenseits einer Schwelle im Seengebiet und Südschottland besteht ein weiteres Becken mit etwa 3000 m Sediment. Das Tournai ist hier durch eine limnische Folge von Sandstein, Schiefer und Dolomit (Zementsteingruppe Northumberlands bzw. Ballagan beds Schottlands) mit gelegentlichen marinen Ingressionen vertreten. Darüber liegen in Northumberland 180 m „Fellsandstein" und 200 bis 700 m Sandstein und Schiefer mit Flözen; in Schottland entsprechen ihnen der „calciferous sandstone" und wohl die unteren Teile des „carboniferous limestone" mit Kohlenlagern und Ölschiefern; während hier also das tiefere Visé (bis zu D_2-Stufe) Kohle führt, folgen höher marine Kalke mit *Prod. latissimus* des Obervisé und Unternamur.

Belgien. Die kalkige Fazies des englischen SW-Beckens erscheint wieder in ähnlicher Ausbildung von Calais bis Aachen am Südsaum des Massivs von Brabant. Das Unterkarbon ist in Belgien auf die Mulden von Namur und Dinant verteilt, die schon dem Gebirge angehören, so daß hier ausnahmsweise die Kalkfazies in den Gebirgskörper eingreift. Die Gliederung läßt sich mit der Englands gut in Einklang bringen; nur sind hier die Brachiopoden als Leitformen wichtiger.

Visé:	*Dibunophyllum*-Zone	*Prod. sublaevis*
	Seminula-Zone	*Prod. cora*
	Obere *Caninia*-Zone	*Prod. giganteus*
Tournai:	Untere *Caninia*-Zone	*Prod. koninckі*
	Zaphrentis-Zone	*Spirifer tornacensis*
(Devon):	*Kleistopora*-Zone	*Spirifer strunianus*

Die unterste Zone wurde früher als Etroeungt bezeichnet, welches aber nach neueren Untersuchungen zum Teil eine schieferig-kalkige Korallen-Brachiopoden-Fazies der Oberdevonstufe VI darstellt.

In diesem schmalen Meeresarm zwischen den Massiven von Brabant und vom Venn zeigt die bis 700 m mächtige Folge einen starken Fazieswechsel. Die dunklen tonigen

Tafel XXV (S. 268): Karbonische Wirbeltiere

1 a *Pleuracanthus sessilis;* 1 b Zahn von *Pleuracanthus;* 2 a *Elonichthys;* 3. Zahn von *Cladodus;* 4 a Schädel von *Diplovertebron;* 4 b Desgleichen Wirbel; 5. Schädel von *Dolichosoma;* 6. *Scincosaurus,* Rekonstruktion; 7. *Ceraterpeton;* 8. *Eryops,* Rekonstruktion; 9 a *Eryops,* Schädel von oben; 9 b Desgleichen von unten. — Abb. 1 a aus JAEKEL, 1911; 1 b, 2 b, 3 aus H. SCHMIDT 1929; 4 a nach SCHMIDT 1935. Die übrigen nach ZITTEL und ABEL umgezeichnet.

Cephalopodenkalke des Obertournai und Untervisé in den zentralen Beckenteilen gehen nach Norden in litorale Oolithe und Crinoiden-Breccien über, nach Süden in Riffkalke mit Bryozoen (Waulsort-Fazies).

Westlich davon, in den Becken von Devonshire und Bretagne vollzieht sich südlich von Bristol ein plötzlicher Fazieswechsel zum Kulm.

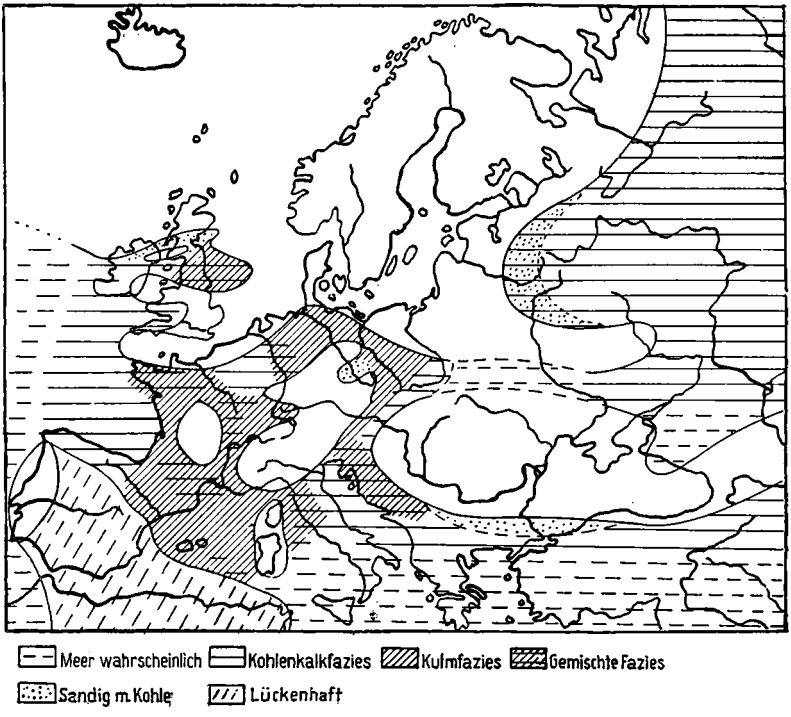


Abb. 90. Verbreitung des Unterkarbons in Europa.

Am Südrande des Oberkarbonbeckens von Südwales besteht das Unterkarbon nur aus zwei Gliedern: den Pilton-Fremington beds, dunklen Schiefern mit devonisch-karbonischer Grenzfauna und den Codden-Hill beds, Schiefern, Radiolarienschiefern und Kalken mit Goniatiten des Obervisé und Namur, welche diskordant mit Lücken (Tournai und Untervisé fehlen) auf das Liegende folgen. Das Nebeneinander von bathyalen Schichten und Pflanzenschiefern ist für die unruhige Kulmfazies bezeichnend.

Auch in Nordwestfrankreich besteht eine ähnliche Folge mit zahlreichen Lücken und Verzahnung verschiedenster Fazies, während weiter südlich Land vorhanden war. Weiter im Osten greift eine ähnliche Fazies mit Ergußgesteinen bis zum Morvan (Zentralplateau) vor. Grauwacken des Tournai, Untervisé-Kalke, Konglomerate, Grauwacken und Pflanzenschiefer des Obervisé, dazu zahlreiche Porphyrite und Porphyre sind bezeichnend und bis zu den Südvogesen und dem Südschwarzwald verbreitet. Vielleicht bestand hier eine Verbindung zum Südmeer.

Durch die schmale Meeresstraße in Belgien stand das Westbecken mit dem deutschen Kulmbecken in Verbindung, welches östlich vom Rheinischen Gebirge weiter

nach Süden vorgriff. Bei Aachen ist die Serie noch kalkig, aber auf 200 bis 300 m reduziert. Bei Elberfeld wird die Basis tonig-sandig und führt Goniatiten der Stufe I. Diese Fazies mit Diabasen und Tuffen bleibt bis zum Ostrand (Kellerwand, Lahn-Dill-Gebiet) des Reinischen Gebirges erhalten, sofern die Stufe I überhaupt vertreten ist; oft fehlt sie ganz, infolge Heraushebung von Schwellen während der Unterphasen der bretonischen Faltung; dann liegen die höheren Stufen diskordant. Höher oben besteht bei Elberfeld noch eine Verzahnung von Kohlenkalk und Kulm. Das Tournai ist kalkig, aber mit Einschaltung von Schiefern und Cephalopodenkalken; das Visé besteht aus Kalken mit Hornsteinen und der *giganteus*-Fauna. Gegen Osten werden diese fortschreitend durch Tonschiefer ersetzt, so daß die normale Folge in Westfalen lautet (von oben):

3 c. Alaunschiefer mit Kalklagen: *Goniatites spiralis, Phillipsia, Posidonia becheri usw.* Bis 200 m. Zone III und Unternamur.

3b. Dunkle Plattenkalke (etwa 200 m) mit *Prod. giganteus, Goniatites crenistria, G. striatum* usw.; im Osten (Edertalsperre) über 800 m Grauwacken. Zone III β und III γ.

3 a. Kieselkalke, im Westen durch Kohlenkalk ersetzt. III α. Oben und im Osten Posidonienschiefer.

2 b. Kieselschiefer und Lydite mit Kalklinsen; nach SCHMIDT *Pericyclus*-Stufe.

2 a. Alaunschiefer, tiefere *Pericyclus*-Stufe.

1. Hangenberg-Kalk (Stufe I) und Hangenberg-Schiefer (Devon VI).

Die *Pericyclus*-Stufe wird im Osten (Kellerwald, Dill-Lahn-Gebiet) wenig mächtig, nimmt aber Kalklinsen mit Krinoiden auf. Diese Kalklinsen enthalten die Fauna von Erdbach-Breitscheid, mit *Pericyclus kochi, Muensteroceras inconstans* usw. (Stufe II γ). Unter ihnen liegt im Osten der bis 300 m mächtige Deckdiabas.

Im Harz ist das tiefere Unterkarbon entgegen früherer Vermutung allgemein verbreitet, zeigt aber große Mächtigkeits- und Faziesunterschiede. Im Oberharz besteht die Stufe I wie am Rhein aus wenigen Metern Schiefer und Kalk. Im Mittelharz (Ackersystem) wird heute der 150 bis 200 m mächtige Ackerquarzit als Äquivalent des obersten Devons und der Gattendorfia-Stufe angesehen. Neben devonischen Cyclostigmen und karbonischen Stigmarien enthält er *Imitoceras substriatum* und Korallen. Eine Schwelle mit wenig mächtigen Sedimenten grenzt das Ackersystem im Südosten von dem einige 100 m mächtigen Tanner-System ab (Unterharz), welches die gleichen Fossilien enthält, aber vorwiegend aus Grauwacken und Schiefern besteht, welche als Flyschbildungen am Saume der im Südosten anschließenden Mitteldeutschen Schwelle angesehen werden können. Die Grenze Devon-Karbon verläuft also innerhalb des Ackerquarzites; eine kleine Schichtlücke ist gelegentlich vorhanden und wird nach Südosten größer. Die hangende Folge des Unterkarbons ist gleichmäßig verbreitet (nach SCHWAN und anderen). Sie beginnt mit Kieselschiefern (Untervisé), über denen Tonschiefer mit *Posidonia becheri* und Goniatiten der Stufen III α bis III β liegen. Diese Schichten werden von Pflanzen-Grauwacken überlagert, zum Teil auch seitlich ersetzt.

Eine SW-NO verlaufende mitteldeutsche Schwelle (Spessart–Thüringer Wald–Ostharz) trennte nach BRINKMANN dieses Westbecken von einem östlichen Meere in der Umrahmung der Böhmischen Masse. Hier in Thüringen und im Frankenwald ist Unterkarbon weit verbreitet. Über Kalken mit *Gattendorfia* (unterste Stufe I) liegen lokal die Geigenschiefer, als Oberteil der Stufe I. Die *Pericyclus*-Stufe wird durch die Ruß-

schiefer vertreten, welche Kalke mit Phosphoritknollen enthalten (Goniatiten selten). Das höhere Unterkarbon ist in Thüringen als mächtiger Dachschiefer ausgebildet, in den aber in der Umrahmung der Münchberger Gneismasse Kalklinsen mit Visé-Fauna eingeschaltet sind. Der oberste Kulm ist vorwiegend sandig-konglomeratisch mit Landpflanzen und seltenen Schieferlagen mit *Posidonia becheri*. In Sachsen, im Elbtalschiefergebirge und in der Lausitz ist die Entwicklung ähnlich. Bei Dobrilugk haben Bohrungen das Vorhandensein von flözführendem Kulm erwiesen, welcher den Stufen IIIα bis β angehört und eine Gliederung (von unten nach oben) in Grauwacken, Tonschiefer und Konglomerate zeigt (nach MEMPEL, 1952).

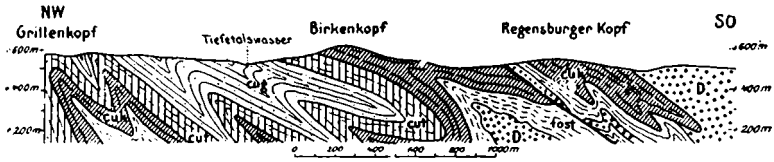


Abb. 91. Profil durch den gefalteten Kulm im Unterharz. *cug* Kulmgrauwacke; *cut* Kulmtonschiefer; *cuk* Kieselschiefer, *tost* Stieger Schichten; *D* = Diabas. Nach SCHRIEL. S. auch Abb. 25, S. 46.

Eigenartig ist, daß auch am alten Eulengneisblock der Sudeten eine Kalkfazies auftritt. Diskordant über Gattendorfia-Kalk (Stufe I) liegen Kalkkonglomerate mit Tournai-Brachiopoden, die nach Westen (Riesengebirgsrand) in Grauwacken mit Pflanzen übergehen. Typischer Kohlenkalk des Visé greift dann auf Eulengneis über, wird aber westwärts wieder durch Schiefer ersetzt. Den Abschluß bilden wieder Schiefer mit mächtigen Konglomeratlagen.

In den Ostsudeten (Drahany, Niederes Gesenke) greift eine sehr mächtige Kulmserie transgressiv auf das in der bretonischen Phase gefaltete Gebirge über; sie beginnt mit Konglomeraten, über denen die Mohratalschiefer, dann die Grätzer Konglomerate und die Wagstädter Schichten (Grauwacken und Schiefer) lagern. Diese ganze Folge gehört der Stufe III an.

Im Polnischen Mittelgebirge ist ein ziemlich vollständiges Unterkarbon vorhanden, welches konkordant dem Devon aufliegt und aus Tonschiefern und Kieselschiefern mit Goniatiten, Trilobiten und *Posidonia* besteht; oben stellen sich Kalklagen mit *Prod. giganteus* ein, über denen wieder Grauwacken und Konglomerate mit Pflanzen liegen.

Dieser vorherrschenden Kulmfazies steht weiter im Osten bei Krakow eine vollständige, aber wenig mächtige Kalkfazies gegenüber, welche konkordant auf Devon lagert. Die Brachiopoden und Korallen haben osteuropäische Beziehungen. Der Übergang zur Epikontinental-Fazies vollzieht sich also unterhalb des oberkarbonen Steinkohlenbeckens, ähnlich wie bei Bristol und am Niederrhein.

β) **Oberkarbon.** Während die unterkarbonischen Sedimente in ihrer unruhigen Fazies den Prozeß der Gebirgsbildung abbilden, entspricht die Sedimentation in den Außen- und Innensenken des Oberkarbons schon der beginnenden Zerstörung des Gebirges.

In den Außensenken haben noch kurzfristige Meeresüberflutungen gelegentlich auf Flußaufschüttungen, Seenbildungen und ausgedehnte Torfmoore übergegriffen. Infolge fort-

schreitender, aber durch Sedimentation immer wieder ausgeglichener Senkung entstanden hier daher mehrere 1000 m mächtige, monotone Folgen von Konglomeraten, hellen Sandsteinen, dunklen marinen und limnischen Schiefertonen und Kohlenflözen; letztere sind autochthon, d. h. an Ort und Stelle gewachsen, wie Wurzelböden beweisen. Dieser paralische (am Salzwasserrand entstandene) Gürtel zieht von Bristol zum Ruhrgebiet. Eine weitere Außensenke lag in Oberschlesien.

Die Innensenken lagen in Längsfurchen innerhalb des Gebirges und hatten keine Verbindung mit dem Meere (limnisch). Sie bildeten keine fortlaufenden Rinnen, sondern Einzelbecken. Die Sedimente sind zum Teil auch sehr mächtig, und die Gesteinstypen sind die gleichen. Es fehlen nur die marinen Lagen.

Die paralischen Außensenken

Großbritannien. Die Verbreitung des Oberkarbons entspricht im großen dem Bereich des Unterkarbon-Golfes nördlich vom variscischen Gebirgssaum. Dabei kann man aber zwischen der eigentlichen Vorsenke in Südwales und dem größeren nördlichen Schelfgebiet unterscheiden (Abb. 92).

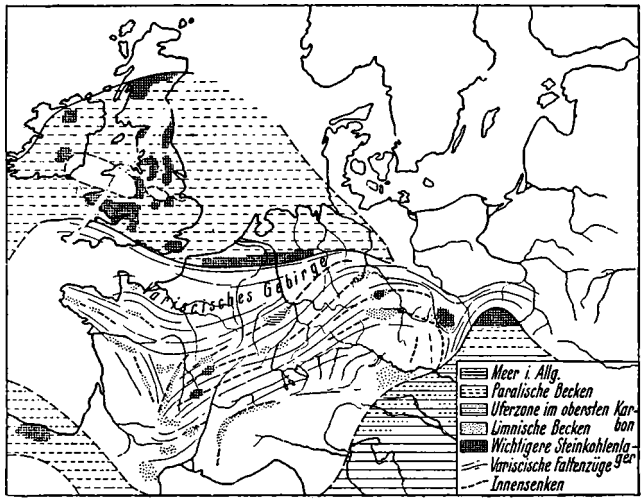


Abb. 92. Mitteleuropa im Oberkarbon.

Der nördliche Schelf bildete einen nach Westen (Irland) offenen Golf, der fortschreitend von Nordosten zugeschüttet wurde. Das Oberkarbon beginnt mit dem Millstone grit (Mühlsandstein), einer bis 1000 m mächtigen Folge von Sandstein und Schieferton, die gegen Südwesten auskeilt und einem riesigen Streukegel (Delta) entspricht. Er kann das Namur und Westfal A umfassen und enthält sechs marine Horizonte. Oben liegen zwischen kieselsäurereichen Tonen (Ganister) die tiefsten Flöze (lower coal measures), von denen eines (Halifax-Flöz = Finefrau-Flöz Westfalens) Dolomitknollen mit gut erhaltenen Pflanzen führt.

Die mittlere Flözgruppe (middle coal measures) enthält die meisten Flöze und ent-

spricht dem Westfal B (800 bis 1200 m). Sie besitzt noch marine Lagen (Mansfield-Niveau = Ägir-Niveau Westfalen). Die obere Flözgruppe (upper coal measures) gliedert sich in zwei Stufen: Staffordian (400 bis 600 m) und Radstockian (200 bis 500 m). Die obere führt schon rote Sandsteine und bunte Mergel und dürfte tieferes Stefan sein. Ob die hangenden Enville-Mergel Stefan oder Perm sind, steht nicht ganz fest. Süßwasserkalke mit *Spirorbis* (? Wurmröhren) sind hier häufig.

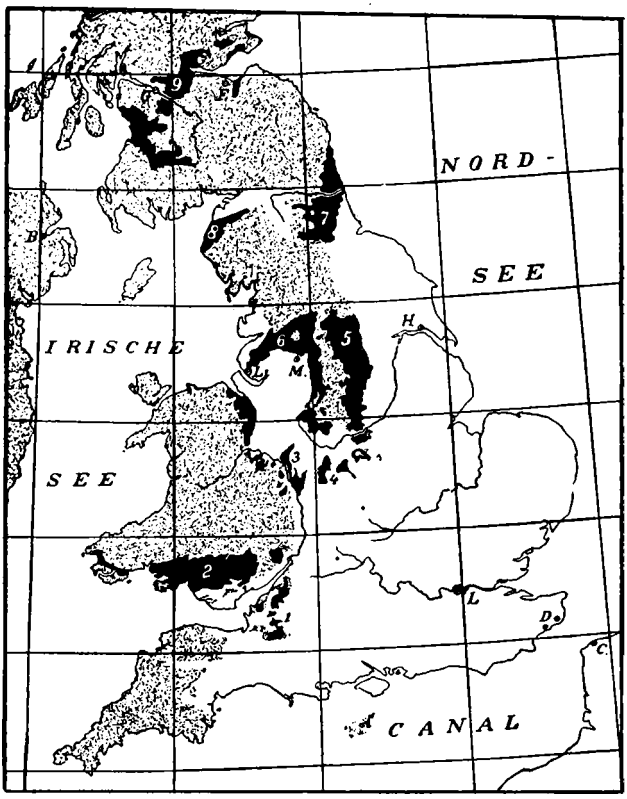


Abb. 93. Die englischen Kohlenbecken: *grau* voroberkarbonische, *weiß* jüngere Schichten. *1* Bristol-B.; *2* Südwales-B.; *3* Shropshire-B.; *4* Staffordshire-B.; *5* Yorkshire-B.; *6* Lancashire-B.; *7* Northumberland-B.; *8* Cumberland-B.; *9* Schottische Becken. Nach E. KAYSER.

Durch spätere Bewegungen wurde dieses Gebiet in Teilbecken zerlegt, während auf den Schwellen dazwischen das Oberkarbon abgetragen wurde. Die wichtigsten kohlenführenden Becken liegen in der zentralen, NO-SW streichenden Depression Schottlands, in der westlichen (Cumberland, Lancashire, Nordwales) und östlichen (Northumberland-Durham, Yorkshire) Flanke der N-S streichenden penninischen Aufwölbung Nordenglands und in kleinen Becken der Mittellande am Südende dieser Aufwölbung (Shropshire, Staffordshire, Leicestershire, Warwickshire und andere).

In Irland, wo die westliche Fortsetzung dieses Golfes zu suchen ist, ist das Oberkarbon bis auf kleinere Becken durch Erosion entfernt.

Dieser oberkarbonische Golf enthält also eine 1000 bis 2000 m mächtige Folge, in der durchschnittlich 15 bis 30 mächtigere Flöze gebildet wurden. Der Vorrat an Steinkohle erreicht insgesamt 90 bis 100 Milliarden t. Eine Landschwelle trennte dieses Becken von der eigentlichen Vorsenke des variscischen Gebirges, welche in den Becken von Südwales, Bristol, Forest of Dean und anderen produktives Oberkarbon enthält (Abb. 92 und 93). Die Entwicklung ist hier anders: es fehlt ein Teil des tieferen Oberkarbon (sudetische Diskordanz); trotzdem erreicht die Mächtigkeit 2500 m, und die Flözzahl ist über 40. Trotz geringer oberflächlicher Verbreitung ist der Vorrat auf

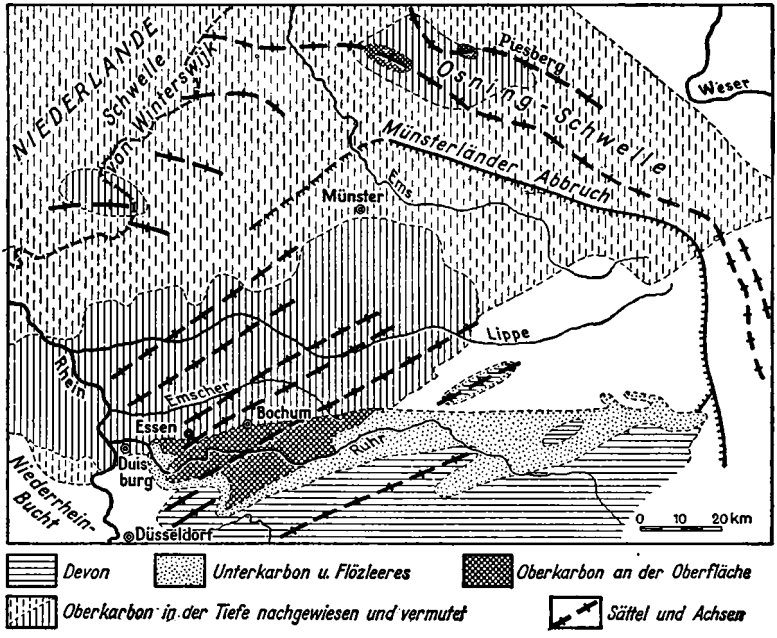


Abb. 94. Das Oberkarbon in Westfalen und am Niederrhein. Nach KUKUK, vereinfacht.

40 bis 50 Milliarden t zu veranschlagen, also halb so groß wie im ganzen übrigen Großbritannien. Diese starke Konzentration ist ein Kennzeichen der eigentlichen Vorsenke und tritt weiter im Osten noch deutlicher in Erscheinung. Bohrungen in der Grafschaft Kent haben gezeigt, daß die Vorsenke mit bauwürdigen Flözen (etwa 2 Milliarden t Vorrat) über Südostengland nach Nordfrankreich fortsetzt.

Nordfrankreich, Belgien, Westfalen. Am Nordsaum der Ardennen ist das Oberkarbon nur in einer schmalen Mulde zwischen diesen und dem älteren Brabanter Massiv erhalten. Da das letztere nach Osten absinkt, erweitert sich das Oberkarbonbecken in Limburg, am Niederrhein und in Westfalen sehr stark. Sein Nordrand ist hier nicht bekannt; er mag unter der südlichen Nordsee liegen. Für die Gliede-

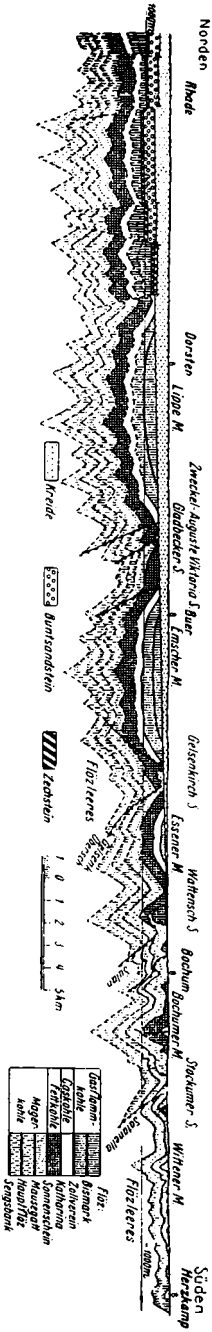


Abb. 95. Profil durch das Karbon des Ruhrgebietes. Nach P. KUKUK.
Man beachte die nach Norden zunehmende Mächtigkeit der Deckschichten, welche schließlich den Bergbau unmöglich macht.

rung des Profiles in diesem einheitlichen Bereiche ist neben der Fauna und Flora die Beschaffenheit der Kohlen wichtig, da diese nach oben eine Zunahme der flüchtigen Bestandteile zeigen. Von unten nach oben sind folgende Abteilungen zu unterscheiden:

Namur. Die Untergrenze verläuft innerhalb der oberen Alaunschiefer und ist petrographisch unscharf. Die Goniatitenzonen *Eumorph. bilingue* bis *Homoc. beyrichianum* gehören dazu. Im Westen werden diese Schichten als Ampelite (Stinkschiefer) von Chokier oder von Brouille bezeichnet.

Das folgende Flözleere besteht aus Konglomeraten, Sandsteinen und Schiefern (bis 1000 m) mit den Zonen IVα bis IVδ *(Reticuloceras lineatum* bis *R. superbilingue)*.

Die untere Magerkohle darüber entspricht der Zone mit *Gastrioceras rurae* (IVε oder Vα). Es sind etwa 450 m Sandstein und Konglomerat mit 3 marinen und 4 Lingula-Bänken. Die 8 bauwürdigen Flöze bestehen aus einer Kohle, welche unter 18% flüchtige Bestandteile enthält.

Da die Flöze der unteren Magerkohlengruppe nach Westen auskeilen, vertritt die Assise d'Andenne Belgiens oder Assise de Flines Nordfrankreichs die beiden zuletzt genannten Abteilungen.

Westfal A. Hierzu rechnet man an der Ruhr zwei Abteilungen:

Die obere Magerkohle (nach neuer Einteilung die Eßkohle unter Hinzurechnung der unteren Fettkohle bis Flöz Wasserfall); etwa 550 m Schieferton, Konglomerat- und Sandstein-Lagen mit 13 bauwürdigen Flözen und 6 marinen Horizonten *(Gastrioceras subcrenatum* und *G. circumnodosum*, d. h. Zonen Vβ und γ).

Die Fettkohle, 500 bis 700 m Schieferton, Sandstein und Konglomerat mit 25 bauwürdigen Flözen (21 bis 33% flüchtige Bestandteile). An der Basis und im Hangenden liegt noch ein mariner Horizont *(Gastr. katharinae*, d. h. Stufe Vδ).

Die Flöze und marinen Horizonte lassen sich über Aachen nach Belgien (Assise de Châtelet) und Nordfrankreich (Assise de Vicoigne) verfolgen, wo Mächtigkeit und Flözzahl geringer sind.

Westfal B. Die Gaskohlengruppe (300 m) besteht vorwiegend aus Schiefertonen und enthält 8 bis 10 Flöze (33 bis 37% flüchtige Bestandteile). Hier fehlen marine Bänke, dagegen treten mehrere Lagen mit Süßwassermuscheln auf.

Die folgende untere Gasflammkohlen-Gruppe ist 400 m mächtig und enthält viele Konglomerat- und Sandsteinlagen. Neben Süßwassermuscheln und der Flora ist eine *Lingula*-Bank kennzeichnend (Brackwasser). 13 bauwürdige Flöze (37 bis 45% flüchtige Bestandteile).

In Belgien entspricht dem Westfal B die Assise de Charleroi, in Frankreich die Assise d'Anzin. Beide sind sehr flözreich.

Westfal C. Man läßt das Westfal C mit dem letzten marinen Horizont *(Anthracoceras aegiranum*, Stufe Vε) beginnen. Die hierzu gerechnete obere Gasflammkohle wird neuerdings

als Flammkohle gesondert eingereiht (Ibbenbürener Schichten). In 400 bis 500 m Schieferton, Sandstein und Konglomerat sind in Westfalen 10 bauwürdige Flöze enthalten.

Westfal D. Das Hangende ist nur durch Tiefbohrungen und durch Aufschlüsse nördlich vom Ruhrgebiet bekannt, wo in den Piesberg- und Hüggel-Schichten nochmals 7 Flöze auftreten. Die Kohle ist hier aber mager (unter 12% flüchtige Bestandteile), was mit der stärkeren jungen Gebirgsbildung der saxonischen Osningzone zusammenhängen könnte. Die Flora zeigt Übergänge zum Stefan; leitend ist *Neuropteris ovata*. Die Mächtigkeit erreicht 2000 m. In Belgien (Assise de Flénu) und Nordfrankreich (Assise de Bruay) sind nur die tieferen Teile vertreten.

Das Oberkarbon der Vorsenke ist also eine bis zu 5000 m mächtige Folge von monotonen Sandsteinen, Konglomeraten und kohlereichen Schiefertonen, welche Namur und Westfal umfassen. Am flözreichsten ist das Westfal B. Im ganzen sind an der Ruhr 80 bis 85 bauwürdige Flöze bekannt, bei Aachen (Wurmmulde) 75, in Belgien 53 bis 67. In Holland und Nordfrankreich ist die Größenordnung die gleiche. Der bauwürdige Kohlenvorrat des Ruhrgebietes bis 2000 m Tiefe erreicht 254 Milliarden t, der Gesamtvorrat 443 Milliarden t. Am Niederrhein liegen noch 8,8 Milliarden t, bei Aachen 1,5 Milliarden t. In Holland wird der Gesamtvorrat mit 2,5 Milliarden t angegeben, in Belgien und Nordfrankreich mit 20,5 Milliarden t. Der Gesamtvorrat der Vorsenke erreicht damit 477 Milliarden t, wodurch die viel größere Konzentration gegenüber dem englischen Schelf (etwa 100 Milliarden t) gekennzeichnet ist.

Von grundsätzlicher Bedeutung ist eine fazielle Dreiteilung mit mächtigen aber flözarmen, grobklastischen Schichten am Südrand (Nagelfluhen), einem Wechsel von Überflutung, Sandschüttung und Vermoorung im Beckenzentrum und wenig mächtigen Schichten mit Süßwasserkalken im Norden (*Spirorbis*-Kalke in Schottland). Die jüngeren Schichten greifen nach Norden über.

Die Fortsetzung des Beckens nach Osten muß nördlich vom Harz gelegen haben; infolge tiefer Versenkung ist sie aber unbekannt. Entgegen der früher verbreiteten Ansicht, daß dasselbe im Bogen nach dem Ostsaum der Sudeten weiterzieht, vermutet der Verfasser, daß es sich ostwärts verengt und verflacht und im Elbegebiet auskeilt. da dort eine ältere Schwelle unmittelbar an den variscischen Gebirgssaum grenzt (s. Abb. 92).

Das außensudetische (gornyslasker = oberschlesische) Becken hat daher den Charakter eines Sonderbeckens, welches im Norden von variscischen Faltenbögen (Sudeten – Polnische Mittelgebirge) begrenzt war. Die Fazies ist allerdings auch paralisch, die Verbindung mit dem offenen Meer dürfte aber im Süden gelegen haben, wo (Karpaten) die Meeresfazies länger anhält. Infolge langsamer Senkung um einige 1000 m entstand hier eine mächtige Flözfolge.

Das Oberkarbon beginnt mit 250 bis 300 m flözleerer Sandsteine mit unternamurischen Goniatiten, welche ohne deutliche Diskordanz dem Kulm aufliegen. Die hangenden Ostrauer Schichten (Randgruppe) sind eine Folge von Konglomerat, Sandstein und Schieferton mit 16 marinen Horizonten. Die Folge erreicht im Westen bei M.-Ostrava 3200 m und enthält 100 Flöze. Im Osten (Dąbrowa) sind es nur 900 m mit 20 Flözen. Es ist also ein gewaltiger, vor den Sudeten ausgebreiteter Schuttkegel. Dem Alter nach scheint es sich noch um Unternamur zu handeln.

Das obere Namur soll in der Sattelgruppe vertreten sein, welche sehr mächtige Flöze enthält. Die Sattelgruppe ist im Westen 270 m mächtig und enthält 6 Flöze mit 27,3 m Kohle;

im Osten bei Niemce enthält sie nur das bis 30 m mächtige Redenflöz (Grube Kasimir); dieses nimmt 4 km weiter im Osten auf 16,5 m und nach weiteren 2 km auf 3,5 m ab (N. frdl. Mitteilung von Prof. SCHWANECKE). Es handelt sich also auch hier um ein mächtiges Delta mit stärkerer Einsenkung im Westen. Unmittelbar unter den Sattelflözen liegt noch ein mariner Horizont mit unternamurischen Goniatiten; eine Lücke im Mittelnamur ist möglich, so daß die Sattelflöze nur das oberste Namur, d. h. die Magerkohle vertreten. Marine Einlagerungen sind nicht mehr vorhanden. Floristisch bildet die Basis der Sattelflöze einen wichtigen Schnitt (nach GOTHAN).

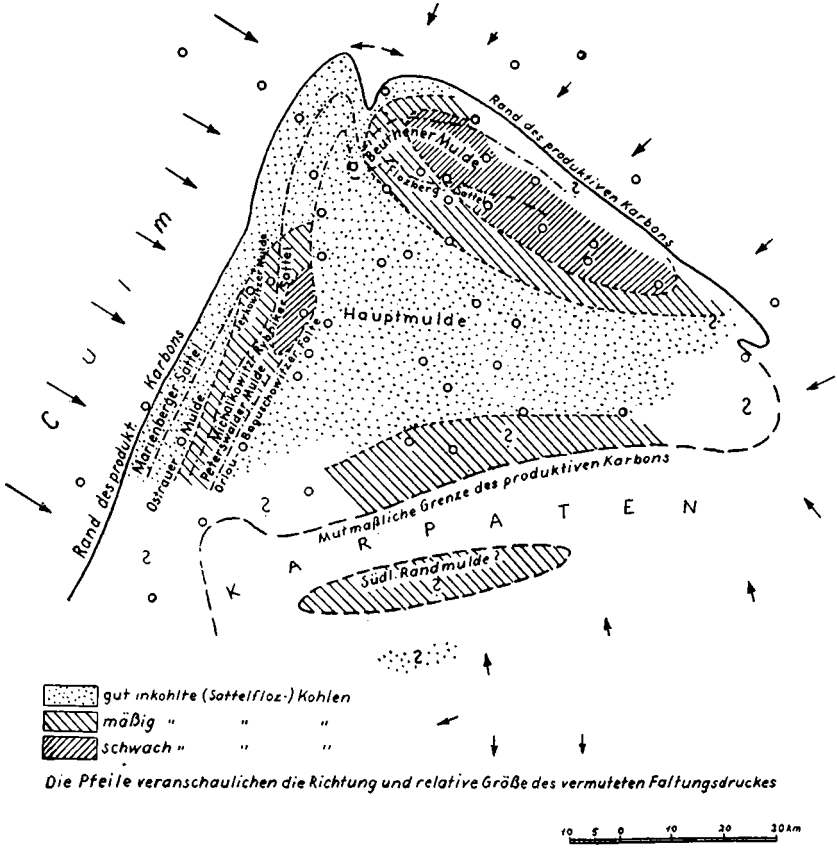


Abb. 96. Das außensudetische Steinkohlenbecken. Nach STAHL.

Die hangende Muldengruppe stellt also das Westfal dar. Man unterscheidet darin von unten nach oben:

Rudaer Schichten = Westfal A. Bezeichnend sind *Sphenopteris hoeninghausi* und *Neuropteris schlehani*. Im Westen 300 bis 600 m mit 22 Flözen, im Osten 255 m mit 3 Flözen.

Nikolaier Schichten = Westfal B. Bezeichnend ist *Lonchopteris*. Im Westen über 2000 m mit über 17 Flözen, im Osten 700 m mit 3 Flözen.

Chelmer Schichten = Westfal C. 150 bis 200 m, mit einigen Flözen.

Krenauer (Libiazer) Schichten = Westfal D. Bezeichnend *Neuropteris ovata* und *Pecopteriden*. Etwa 450 m mit mehreren Flözen.

Der Gesamtvorrat an Kohle soll 209 Milliarden Tonnen erreichen. Ein Unterschied gegenüber dem Nordbecken besteht darin, daß die marinen Spuren früher aufhören und die Kohlenführung früher beginnt.

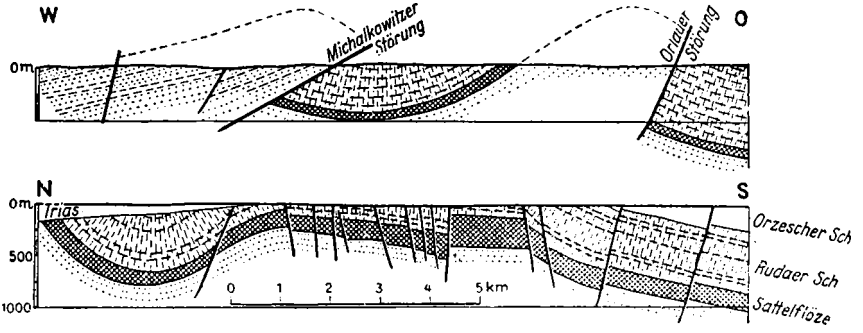


Abb. 97. Profile durch den Westrand (oben) und den Nordsaum (unten) des außensudetischen Beckens. Signaturen aus dem unteren Profil ersichtlich.

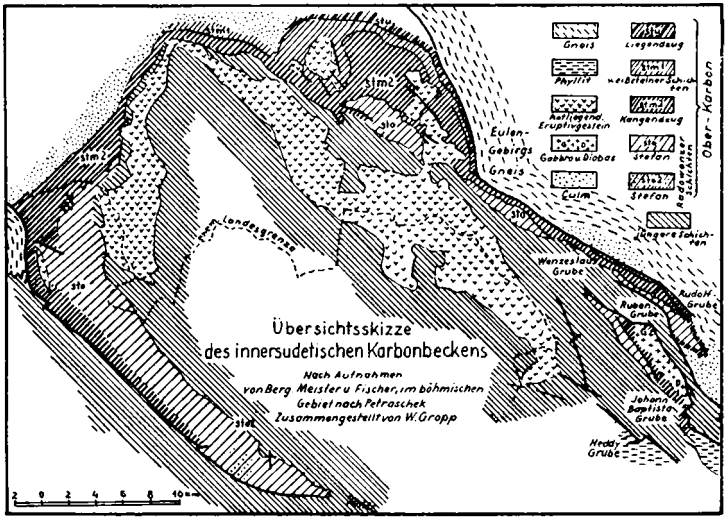


Abb. 98. Übersichtskarte des innersudetischen Steinkohlenbeckens.

Die limnischen Innenbecken

Diese Becken sind Einzelsenken, im Innern des variscischen Gebirges und in dessen Streichen an wichtigen Grenzlinien angelegt. Nur die wichtigsten können genannt werden.

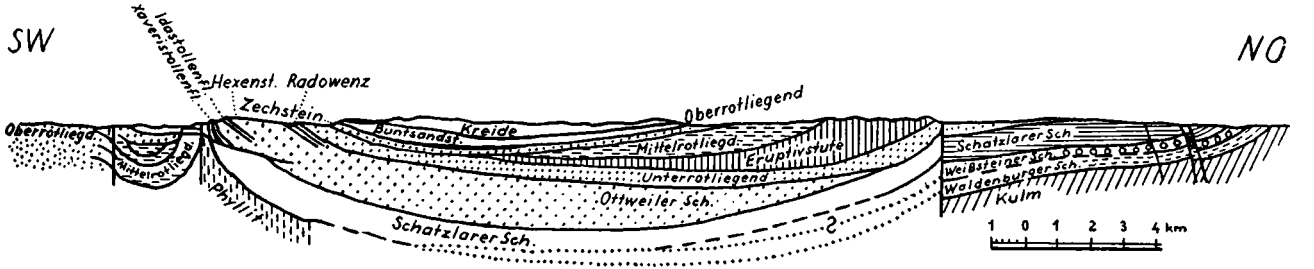


Abb. 99. Profil von SW (links) nach NO (rechts) durch das innersudetische Steinkohlenbecken.
Nach W. PETRASCHECK, im NO-Teil verändert.

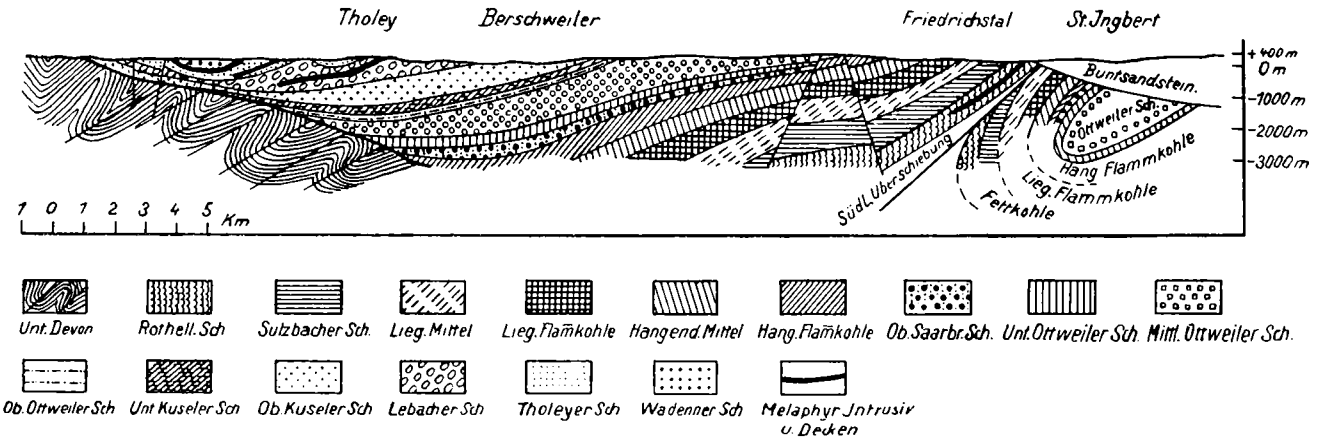


Abb. 100. Querschnitt durch das Saarbecken. Von NW (links) nach SO (rechts).
Nach P. KESSLER, im SO nach SIVIARD und SCHOLTZ verändert.

Das innersudetische Becken. Innerhalb der hochmetamorphen prävariscischen Innenzone der Westsudeten entsteht schon im Unterkarbon eine tiefere NW-SO streichende Senke. Die namurische Stufe ist nur im Osten bekannt und gliedert sich in die liegenden Waldenburger Schichten (Liegendzug) mit 20 Flözen und die hangenden unproduktiven grobklastischen Weißsteiner Schichten (1700 m). Dem Westfal entsprechen die Schatzlarer Schichten, welche im Osten 150 m, im Westen bis 900 m mächtig sind. Sie enthalten im Osten 19, im Westen bis 35 Flöze. Die Stefanische Stufe zeigt gelegentlich schon schwach rötliche Farben und ist im Osten 100 m, im Westen bis 1500 m mächtig; im westlichen Flügel unterscheidet man von unten: Schwadowitzer Schichten mit 4 Flözen – Hexenstein-Arkose mit roten Konglomeraten und verkieselten Baumstämmen – Radowenzer Schichten mit 6 Flözen (Abb. 98 und 99).

Die Sedimentation verschiebt sich also senkrecht zur Beckenachse von NO nach SW und dauert im Rotliegenden an. Das Oberkarbon enthält etwa 3 Milliarden t Kohle.

In den anderen Innensenken ist die Folge unvollständiger:

Das nordböhmische Becken von Plzeň-Kladno (Pilsen-Kladno) liegt im erzgebirgischen Streichen (SW-NO) zwischen dem alten böhmischen Kern und dem Erzgebirge (sächsisch-thüringische Zone). Das Oberkarbon greift auf Algonkium über und beginnt mit dem Oberwestfal, welches einige Flöze enthält; die höher folgende Nürschaner Gaskohle mit vielen Stegocephalen-Resten ist vermutlich unterstefanisch, während im höheren Stefan bunte Arkosen und dann Schiefer mit Kohle folgen. Das Becken enthält etwa 280 Millionen t Steinkohle. Während im Westfal noch eine Sondersenke bestand, ist das Becken im Stefan wahrscheinlich mit dem innersudetischen Becken durch die Senke von Trutnov (Trautenau) verbunden gewesen, wo stefanische Schichten und mächtiges Rotliegendes nachgewiesen sind.

Das Erzgebirgs-Becken von Lugau-Ölsnitz zwischen Erz- und Granulitgebirge enthält unproduktives Namur (Hainichen-Schichten) und diskordant darüber (Erzgebirgische Phase nach KOSSMAT) Oberwestfal-Unterstefan mit 11 zum Teil mächtigen Flözen. Der Kohlenvorrat erreicht 225 Millionen t.

Das Wettiner Becken östlich vom Harz enthält oberwestfälische (Grillenberger), stefanische und unterrotliegende (Mansfelder und Wettiner) Schichten in 1600 m Mächtigkeit. Einige Flöze sind in den Wettiner Schichten vorhanden.

Das Saarbecken (Abb. 100) ist das größte dieser Gruppe. Es liegt im variscischen Streichen zwischen dem nichtmetamorphen Hunsrück-Devon und den kristallinen Schiefern der Pfälzerwald-Odenwald-Zone. Der Südrand ist tief versenkt. Gegen Nordosten verflacht sich das Becken rasch, so daß in der Wetterau Karbon schon fehlt; gegen Südwesten setzt es unter jüngerer Decke nach Frankreich fort. Die oberkarbonische Schichtenfolge lautet von unten:

Westfal (Saarbrücker Schichten): unten Fettkohlengruppe (51 Flöze in 2000 m Sandstein, Konglomerat und Schiefer); oben Flammkohlengruppe (23 Flöze in 1700 m Gestein).

Stefan (Ottweiler Schichten): unten 300 m rötliche Sandsteine und Schiefer mit 2 Magerkohlenflözen; Mitte — Potzbergschichten, etwa 1000 m Konglomerat, Arkose und Schiefer; oben Breitenbacher Schichten, 125 m mit einem Flöz.

Im Hangenden folgt mächtiges Rotliegendes. Bemerkenswert ist, daß zwar im Westfal der Gasgehalt, wie im Ruhrgebiet, nach oben zunimmt, daß das Stefan aber wieder gasarme Magerkohlen enthält. Der Gesamtvorrat wird auf 8,5 Milliarden t (bis 1000 m) veranschlagt.

Kleinere Vorkommen von Oberkarbon finden sich innerhalb von schmalen, im Streichen des Gebirges angeordneten Senken im Schwarzwald und in den Vogesen, wobei westfälische Schichten selten, stefanische weiter verbreitet sind. Bauwürdige

Kohlen sind kaum vorhanden. Ähnlich liegen die Verhältnisse in der Bretagne und Normandie, wo in kleinen Becken ebenfalls das Stefan vorherrscht. Die Kohlenvorräte sind unbeträchtlich (33 Millionen t).

Im französischen Zentralplateau sind etwa 30 kleine Oberkarbonbecken bekannt. Auffallend ist ihre fächerförmige Anordnung parallel den Strukturlinien des älteren Gebirges: Im Osten streichen die Becken NO-SW (erzgebirgisch), im Westen NW-SO (armorikanisch), während in der Mitte, wo die beiden Gebirgsbögen zusammenstoßen, längs einer schmalen Bewegungszone (Kohlenfurche) N-S-Streichen vorherrscht. Das Oberkarbon ist oft sehr stark zusammengepreßt (s. Abb. 101).

Die ältesten Schichten gehören dem Oberwestfal an und sind nur im Gard-Becken bekannt, wo sie auch Flöze enthalten. Die Hauptflöze liegen im Stefan, in dem drei Unterstufen unterschieden werden. Auch das Rotliegende enthält noch Flöze. In den meisten Becken sind nur wenige Flöze enthalten, die aber zum Teil recht mächtig sind. Der Gesamtvorrat erreicht 3 Milliarden t, allerdings auf etwa 30 Becken verteilt. Größere Bedeutung haben die Becken des Ostrandes: Blanzy-Creuzot, St. Etienne, Alais (Gard).

Eine ähnliche Ausbildung des Oberkarbons ist auch im Bereiche der Alpen vertreten.

In den Westalpen liegt das Oberkarbon diskordant auf kristallinen Gesteinen und ist vor allem in den Zentralmassiven, in der südlich davon liegenden Zone des Briançonnais und in den tieferen penninischen Decken verbreitet. Die mächtige Folge von Schiefern und Sandsteinen enthält Pflanzenreste und gelegentlich Anthrazitflöze. Westfal und (vorwiegend) Stefan sind vertreten.

Ähnliches gilt für die zentralen Ostalpen, wo sicheres Oberkarbon allerdings nur an wenigen Stellen bekannt ist. Dabei tritt auch hier das Westfal zurück (Grauwackenzone am Semmering), während Stefan, diskordant auf kristallinem Gebirge auflagernd, in guten Profilen von der Stangalpe bekannt ist.

Das Oberkarbon der Innensenken zeigt demnach folgende unterscheidende Merkmale gegenüber den Außensenken:

Position: Kleine Becken im Streichen des Gebirges, an wichtigen Zonengrenzen angelegt.

Fazies: limnisch, d. h. ohne marine Einschaltungen.

Stratigraphie: Namur selten, Westfal oft nur durch die obere Abteilung vertreten, Stefan allgemein verbreitet, Rotliegendes fast stets vorhanden.

Tektonik: Diskordant auf zum Teil wesentlich älteren Schichten; die sudetische und saalische Phase am deutlichsten, die asturische wenig deutlich.

Kohle: Zahlreiche, zum Teil mächtige Flöze, die aber eine geringe horizontale Verbreitung und Beständigkeit haben. Der Gesamtvorrat erreicht mit 15 Milliarden t nur 1,8% des Steinkohlenvorrates von Westeuropa (Außensenke 87%, engl. Schelf 11,2%).

b) Südeuropa

Die weit verstreuten Vorkommen erlauben heute noch nicht, ein so vollständiges Bild wie im Norden zu zeichnen.

In den Karpaten ist nur Oberkarbon bekannt. Bei Dobschau transgredieren Konglomerate auf alte Tiefengesteine; höher folgen Brachiopodenkalke der Moskau-Stufe (Westfal) und

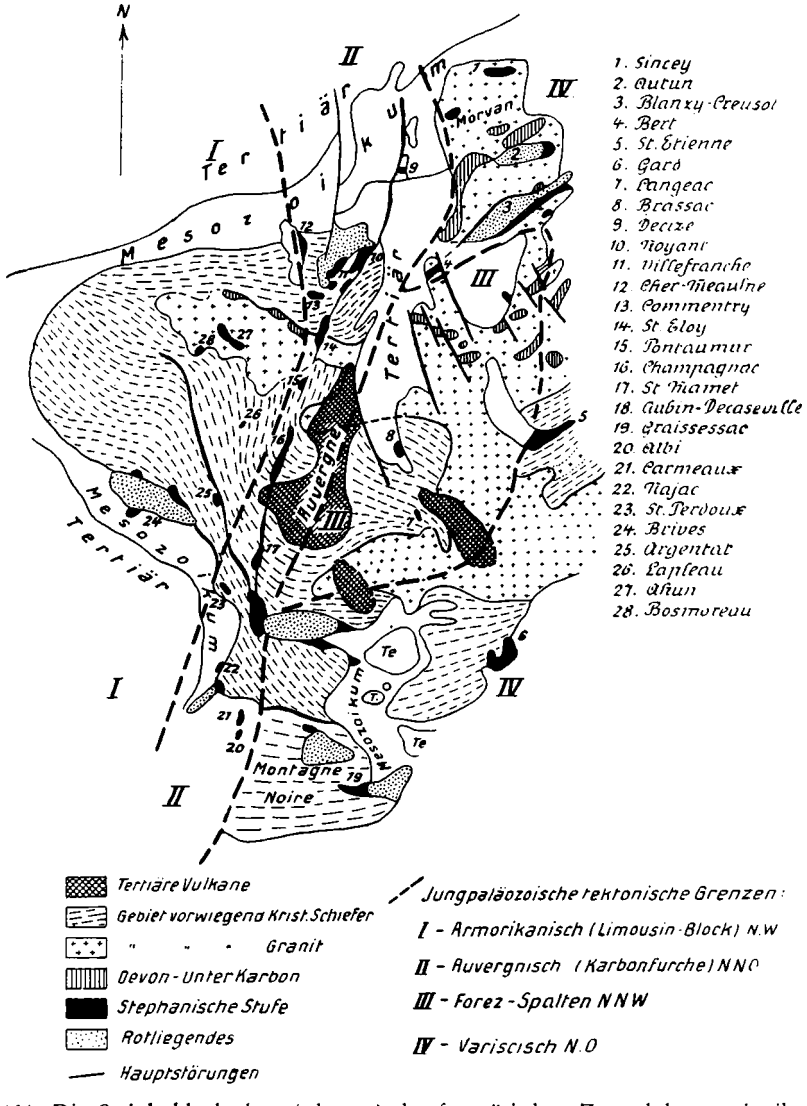


Abb. 101. Die Steinkohlenbecken (schwarz) des französischen Zentralplateaus in ihrer Beziehung zur Struktur desselben. Nach v. BUBNOFF, 1930.

Sandschiefer mit Goniatiten der Zone Va. Höhere oberkarbonische Schiefer und Fusulinenkalke treten im Bükk-Gebirge auf. Es handelt sich wohl um einen Golf des Südmeeres, zu dem das außersudetische Becken als nördlicher Ufergürtel gehörte. S. Abb. 92 und 103.

In der Grauwackenzone der Ostalpen (Steiermark) ist das Unterkarbon unsicher. Namurische magnesitführende Kalke treten bei Veitsch auf. Die höheren Schichten sind kontinental (Innensenken, s. oben).

In den Karnischen Alpen ist das Unterkarbon besser vertreten, und zwar durch Grauwacken und Visé-Kalke bei Nötsch (Bleiberg) oder durch die mächtigen Hochwipfelschichten: Kieselschiefer- (Lydit-) Breccien, Konglomerate und Grauwacken mit *Asterocalamites*, welche diskordant auf Devon übergreifen. Es ist Visé und tiefstes Namur.

Das Oberkarbon weicht hier von Westeuropa stark ab. Diskordant auf Devon oder Hochwipfelschichten liegen die Naßfeldschichten (nach HERITSCH), welche Oberkarbon (Auernigg-Schichten) und Perm (Rattendorfer Schichten) umfassen. Die Auernigg-Schichten (860 m) bestehen aus Konglomeraten und Sandsteinen mit Pflanzen, denen zwei kalkreiche Serien eingelagert sind. Die Fauna von Productiden, Spiriferen und Foraminiferen entspricht nach HERITSCH dem Westfal und Stefan und erinnert an Osteuropa (*mosquensis*- bis Gschel-Stufe).

Die Fazies der Hochwipfelschichten ist auch aus Bosnien bekannt, wo die zugehörigen Gesteine *Goniatites* der Stufe *III* geliefert haben. Im Balkangebirge (Iskerschlucht) fand TOULA nur litorale Sandsteine mit *Asterocalamites* und *Lepidodendron*. Im Banat und den Südkarpaten sind nur stefanische Pflanzenschichten bekannt. Hier lag also schon das osteuropäische Festland.

Das Oberkarbon in der Mischfazies der Auernigg-Schichten zieht nach Süddalmatien weiter. Fusulinenkalke sind auf Euböa, Chios, Kos und in Kleinasien bekannt, wo auch das Unterkarbon wieder in Kalkfazies auftritt.

Das Mittelmeer der Karbonzeit besaß also eine Ausstülpung nach Norden, welche bis zu den Karnischen Alpen, ja vielleicht bis zur oberen Oder reichte. Ob im Unterkarbon eine Verbindung mit dem Nordmeer bestand, ist unsicher; dagegen ist eine solche mit Osteuropa nach neuen Forschungen in Polen wahrscheinlich (höchstens bis zum Namur).

Über die Fortsetzung des Unterkarbonmeeres nach Westen ist noch wenig bekannt; ein Festland im Raume der Westalpen reichte jedenfalls weit nach Süden. In Italien scheint bei Volterra und auf Elba Kulm aufzutreten, auf Korsika wurden Visé-Kalke nachgewiesen. Kontinentales Oberkarbon tritt in Toscana und auf Korsika auf. Es sind das nur einzelne Becken, das offene Meer lag weiter im Süden.

In der Montagne Noire (südliches Zentralplateau) erscheint wieder eine mächtige Unterkarbonserie, beginnend mit Kieselschiefern; höher folgen Schiefertone mit Konglomeraten, dann Pflanzensandsteine mit Kalken (*Prod. giganteus*, d. h. Visé). Dieses Meer kann über Morvan-Südvogesen mit dem Nordmeer in Verbindung gestanden haben und läßt sich westwärts nach Spanien verfolgen (Abb. 103).

Ein vollständiges Unterkarbon ist von den Balearen und aus Südportugal bekannt. Das Tournai hat meist Kulmfazies (Schiefer und Grauwacken, zum Teil mit Diabasen) mit Ammonoideenfauna; das Visé ist auf Menorca ebenfalls schieferig-sandig und endet mit Pflanzensandsteinen, während in Südportugal der untere Teil aus dunklen Kalken mit Crinoiden, der obere aus Goniatiten-Schiefern besteht. Auch bei Barcelona herrscht Kulmfazies.

In den Pyrenäen sind die Verhältnisse unruhig; an der Basis liegt eine Lücke, über der konglomeratisches Obertournai und Goniatitenkalke oder Grauwacken des Visé folgen; oben liegen wieder Pflanzensandsteine.

Am südlichen und besonders am nördlichen Rande der Iberischen Masse (Meseta) ist das Visé dagegen transgressiv und vorwiegend kalkig. In Asturien beginnt es diskordant über Silur oder Devon mit Knollenkalken (mit *Goniat. crenistria*) und besteht aus den sehr

ächtigen Cañon-Kalken (Picos de Europa), welche vielleicht bis ins Oberkarbon reichen. Die angenden Grauwacken (Leña-Schichten) enthalten Brachiopoden der Moskau-Stufe und ober-estfälische Goniatiten.

Ein Flachmeer des tieferen Oberkarbons mit Pflanzenschiefer-Lagen besteht auch in den Mittelpyrenäen, Westaragonien, auf den Balearen und in Südportugal, während in der Iberischen Masse und in den West- und Ostpyrenäen höchstens kontinentale Oberkarbonschichten ekannt sind. Während also die Hauptmasse Iberiens im obersten Visé herausgehoben wurde, estand am Südrande noch ein flaches Meer und im Osten ein Meeresarm, der von Biskaya ach Südosten vorstieß. Durch die asturische Gebirgsbildung (d. h. vor dem Stefan) wurden uch diese Gebiete herausgehoben, bis auf einen schmalen Golf, der nunmehr vom Mittelmeer ber die Balearen bis zu den Mittelpyrenäen vorgriff (Schiefer, Grauwacken und Kalke mit *Igathiceras* und *Paragastrioceras*, d. h. Stefan auf Menorca).

Außerhalb dieses Gebietes liegen westfälische und (öfter) stefanische Schichten. Konglo-nerate und Schiefer mit Pflanzen und dünnen Flözen folgen diskordant auf ältere Schichten n Keltiberien, Westspanien, Portugal und in den westlichen und östlichen Pyrenäen. Die etzteren Vorkommen gehören zu der innervariscischen Zone des Zentralplateaus, welches on der ähnlich gestalteten iberischen Masse durch den erwähnten „subvariscischen" Meeres-rm Asturien-Balearen getrennt war.

Eine Fortsetzung des karbonischen Meeres in Marokko und der NW-Sahara ist durch H. TERMIER bekannt geworden. Die Beziehungen zu Westeuropa sind eng. Das Tournai reift in den einzelnen Golfen von Nordwesten her zwischen Hochgebiete ein und ist vor-viegend durch klastische Flachmeersedimente vertreten. Das Visé ist wieder deutlich trans-ressiv, und zwar haben die oberen Abteilungen die größte Verbreitung. Die Transgression mfaßt große Teile Marokkos und der nördlichen Sahara, doch bleiben Inselgebiete im Atlas nd Antiatlas bestehen. Die Fazies wechselt stark: Kalke sind vor allem im mittleren Teil ertreten. In der Fauna wiegen westeuropäische Brachiopoden vor; oben sind Goniatiten, *Posidonia* und andere Kulm-Formen häufiger. Es ist also vorwiegend eine Kulmfazies mit inem ähnlichen Großrhythmus der Überflutung wie in Westeuropa.

Im Namur, welches zum Teil noch konkordant zum Unterkarbon lagert und marin sein ann, wird das Meer zurückgedrängt. Das Westfal liegt meist diskordant in einzelnen lim-nischen oder paralischen Becken. Die Entwicklung des Karbons im Becken von Djerada (Al-ier) ist der in Westfalen sehr ähnlich (s. Paläont. Z. **25**, S. 107). Die Hauptfaltung erfolgt am nde des Westfal (asturische Phase). Stefan ist als roter Sandstein und Pflanzenton, zum Teil nit Gipslagern (Trockenklima!) nur in kleinen Senken bekannt. Auch diese Verhältnisse er-nnern an Westeuropa.

Vom Rande der Sahara zieht ein flaches Schelfmeer mit vorwiegend kalkigen Sedi-nenten nach Osten; marines Karbon ist aus der Sahara (Issuan, Tendeni), aus Ägyp-en (Wadi Araba) und vom Sinai bekannt. Ob im Karbon ein zusammenhängendes Mittelmeer, d. h. eine direkte Verbindung zwischen dem ostalpin-balkanischen und dem panischen Troge bestand, wie es die Abb. 90 annimmt, ist unsicher. Nach HERITSCH st dieses Mittelmeer erst in permischer Zeit entstanden.

c) Osteuropa

In Osteuropa ist eine Dreigliederung des Karbons üblich: C_1 (Unterkarbon) = Tour-nai-Visé-Namur, C_2 (Mittelkarbon) = Westfal, C_3 (Oberkarbon) = Stefan. In dem un-geheuren Verbreitungsgebiet kann man drei Faziestypen unterscheiden:

I. Das Moskauer Becken entspricht einem flachen Schelfmeer mit nicht sehr nächtiger, aber nach Osten zunehmender Karbonfolge. Sie beginnt mit Kalken der

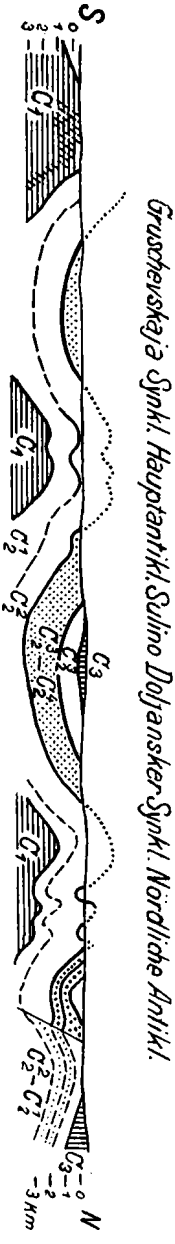


Abb. 102. Profil durch das Donez-Becken. Nach STEPANOFF.

Malevka-Muraevna-Stufe, die eine Mischung devonischer und karbonischer Faunen enthalten. Die Stellung entspricht etwa dem Etroeungt Belgiens (Oberdevon VI bis Karbon Ia).

Die hangenden Upa- und Tschernyschin-Kalke enthalten eine reiche Brachiopodenfauna des Tournai *(Spirifer medius, Productus niger, Pr. mesolobus).* Nach einer Erosinonsdiskordanz folgen dunkle Tone und Sandsteine der Oka-Stufe, welche 1 bis 2 Kohlenflöze enthalten; es handelt sich um Algen- und Sporen-Kohlen, welche sich noch im Braunkohlenstadium befinden und dem Frühvisé entsprechen.

In der höheren Oka-Stufe unterscheidet man die tonig-kalkigen Tulaschichten (früher Stigmarien-Schichten) mit *Productus concinnus,* zahlreichen Schnecken und *Gon. crenistria,* entsprechend der Stufe IIIα. Darüber liegen die Striatus-Schichten mit *Prod. striatus,* in denen *Gon. granosus* auftritt. Das ist Obervisé (IIIγ). Diese beiden Abteilungen werden auch als unterer Productus-Kalk *(Prod. giganteus)* bezeichnet.

Die hangende Serpuchow-Stufe mit *Spirifer trigonalis* besteht aus Crinoidenkalken und ist oberstes Visé bis Unternamur. Über ihr liegt eine Lücke (sudetische Phase?), welche weiter im Osten durch Kalke mit *Spir.* cf *bisulcatus* und durch die baschkirische Zone mit den ersten Choristiten ausgeführt ist, die schon dem Westfal A angehören soll.

Der hangende „mittelkarbonische Kohlenkalk" (C_2, 130 bis 400 m) mit *Choristites mosquensis* und *Fusulina cylindrica* (oben) entspricht dem Westfal B und C und ist im Osten (Samara) am mächtigsten. Im Norden (Timan) greift er auf Devon über.

Eine gelegentliche Lücke im Hangenden und ein Konglomerat deuten die asturische Phase an. Die folgende Gschel-Stufe (C_3) mit häufigem, aber nicht darauf beschränktem *Productus cora* beginnt mit Mergeln und Oolithen, über denen Dolomite folgen. Unten ist *Omphalotrochus whitneyi* bezeichnend; sonst sind *Productus cancriniformis, Spiriferina saranae, Spirifer jegulensis, Quasifusulina longissima* leitend. Es ist im wesentlichen Stefan, bei Moskau 20 bis 30 m, im Osten über 200 m mächtig. Es ist bemerkenswert, daß im Ostteil der sarmatischen Tafel die Kohlenfazies im tieferen Karbon durch eine Bitumenfazies ersetzt wird, welche wertvolle Erdöl-Lagerstätten im Gefolge hat (Tuimasa, das sogenannte zweite Baku).

II. Das Donezbecken bildete einen nach Osten offenen Meeresgolf, der durch große Sedimentmächtigkeiten und paralische Kohlen im Mittelkarbon ausgezeichnet ist. Im Gegensatz zu Westeuropa ist aber das höhere Karbon wieder marin und vollständig. Die später erfolgende Gebirgsbildung ist nicht sehr

intensiv. Es ist ein beweglicherer Streifen innerhalb des osteuropäischen Schelfes, der fazielle Anklänge an Südeuropa (Karnische Alpen) zeigt (Abb. 102).

Das kalkige Unterkarbon ist flözfrei und dem bei Moskau ähnlich, erreicht aber 1300 m Mächtigkeit. Es umfaßt die Zonen A bis J (bzw. C_1^1 bis C_2^1). Die Zone B entspricht der Serpuchow-Stufe, Zone C enthält *Reticuloceras reticulatum* (IV Westeuropas), in Zone E erscheinen Pflanzenarten, die in Europa erst später auftreten, Zone H führt *Gastrioceras subcrenatum* (Va Westeuropas). Das Namur umfaßt danach die Zonen C bis F. *Choristites* beginnt in Zone H, die also wohl der baschkirischen Zone (Westfal A) angehört. Einige (SEMICHATOWA) ziehen die Grenze derselben tiefer (unter E).

Das Mittelkarbon (Zonen K bis N bzw. C_2^2 bis C_3^1) oder die Moskauer Stufe wird 3000 bis 4000 m mächtig und enthält 100 bis 115 m Steinkohlenflöze. Die eigenartige Schichtenfolge zeigt einen häufigen Wechsel von Sandstein, Schieferton, Kohle und Brachiopodenkalk mit *Choristites mosquensis; Anthracoceras* cf. *aegiranum* ist gefunden worden, was die Zurechnung zum Westfal ermöglicht.

Das Oberkarbon enthält unten noch Sandsteine mit 50 bis 70 Flözen und Kalklagen; diese werden oben beherrschend. Die Flora ist stefanisch, die Fauna entspricht unten der Gschel-Stufe, enthält aber oben schon Schwagerinen der permischen Grenzschichten.

Die Karbonfolge des Donezbeckens ist also bis 9000 m mächtig; die etwa 200 Flöze bleiben stets unter 1 m Dicke und enthalten etwa 70 Milliarden t Steinkohle und Anthrazit.

III. Der Ural. Im Gegensatz zu den beiden behandelten Gebieten hat das Karbon des Urals zum Teil Kulm-Typus, wobei indessen bedeutende Unterschiede zwischen Nord- und Südural und zwischen dem West- und Osthang des Gebirges bestehen. Im mittleren und nördlichen Ural unterscheidet sich die vorwiegend kalkige Entwicklung wenig von dem Moskauer Becken. Auch Kohlen im Untervisé treten auf. Der Grad der Metamorphose ist aber höher, insbesondere im Osten, wo viele Eruptivgesteine eingeschaltet und die Kohlen in Anthrazit und Graphit umgewandelt sind. Das Mittelkarbon beginnt oft mit Konglomeraten. Im südlichen Ural sind die Verhältnisse anders; am Westhang herrscht noch die kalkige Entwicklung der russischen Tafel, nur in größerer Mächtigkeit; gegen Osten verzahnt sie sich mit einer kalkig-sandigen, Goniatiten führenden Fazies.

Das Unterkarbon des zentralen und östlichen Südurals besteht aus einer bis 1550 m mächtigen Folge von Kalken und dunklen kieseligen Schiefern. Im Süran-Becken hat KRESTOVNIKOFF neuerdings 4 Goniatitenhorizonte gefunden: I. *Goniatites striatum,* II. *Eumorphoceras,* cf. *ornatum* und andere, III. *Reticuloceras reticulatum, Proshumardites karpinskyi,* IV. *Reticuloceras* cf. *bilingue.* Es sind das also Visé und Namur (III bis IVγ).

Das Mittlere Karbon beginnt mit Kalkbreccien, in denen *Gastrioceras martini, Gastr.* cf. *rurae, Gastr.* cf. *listeri, Reticuloceras* cf. *superbilingue,* also eine Fauna der Namur-Westfal-Grenze auftritt. Auch höher sind eigenartige Breccien verbreitet: große Kalkblöcke, auch Sandstein und Schiefertone liegen in einem ungeschichteten Ton; die Erscheinung wird auf submarine Rutschungen in der Nähe der Küste zurückgeführt. Die Fauna besteht aus Brachiopoden, Korallen und Fusulinen. Die Mächtigkeit erreicht 1500 m.

Das Oberkarbon beginnt über einer deutlichen (asturischen) Diskordanz mit groben konglomeratischen Schichten, welche vielfach umgelagerte ältere Fossilien enthalten. Eine Zweiteilung läßt sich durchführen. Die untere Serie (500 m) besteht im Westen aus konglomeratischem Kalk, während weiter im Osten Riesenbreccien (s. oben) mit Sandstein und Ton wechsellagern. Neben Fusulinen *(Triticites simplex, Fusulinella usvae, Quasifusulina longissima)* sind zahlreiche Ammoneen gefunden worden: *Pronorites, Parapronorites, Prouddenites,*

Uddenites (cf. *schucherti*), *Daraelites* (cf. *texanus*), *Uralites*, *Prothalassoceras*, *Vidrioceras*, *Agathiceras*, *Glaphyrites*, *Shumardites* (cf. *simondsi*), *Neodimorphoceras* (cf. *lenticulare*), *Gastrioceras* (ex. aff. *listeri*). Es ist eine in Mitteleuropa unbekannte Vergesellschaftung, die Beziehungen zu Nordamerika besitzt. Die obere Folge (600 m) besteht im Südural aus grauen Schiefern, Sandsteinen und Mergeln und enthält *Triticites*, *Pseudofusulina*, *Schwagerina fusulinoides*, *Shumardites*, *Glaphyrites*, *Gastrioceras*, *Agathiceras*, *Parapronorites*. Der hangende Schwagerinenkalk (Sakmara-Stufe) wird ins Perm gestellt (s. daselbst).

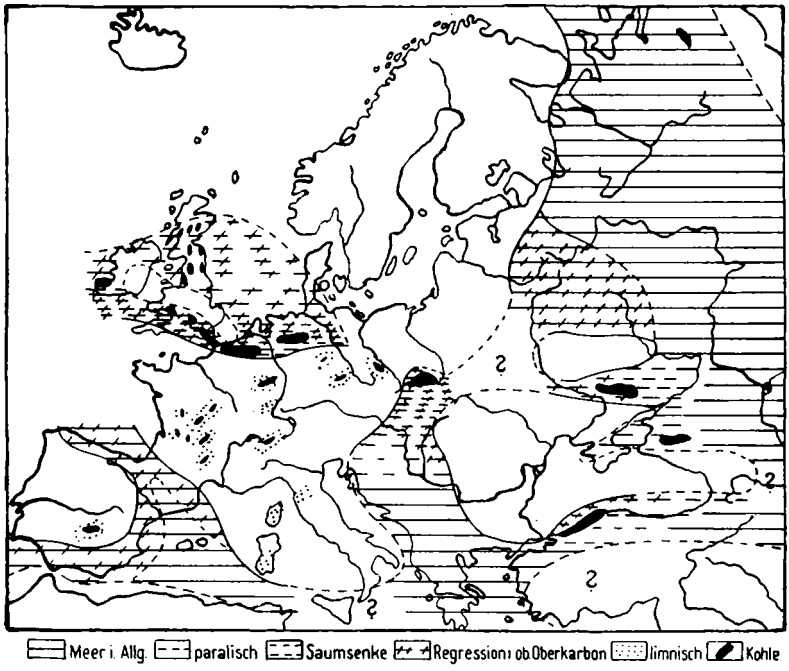


Abb. 103. Das Oberkarbon in Europa.

Es ist eine typische orogene Geosynklinalfazies von 4000 bis 5000 m Mächtigkeit, der auch vulkanische Effusiva nicht fehlen; der Übergang zum Perm ist kontinuierlich und marin, im Gegensatz zu Westeuropa. Die Bodenunruhe beginnt in der asturischen Phase, erreicht aber erst im Unterperm den Höhepunkt.

B. Asien

Die Faziestypen des Karbons sind in Asien die gleichen wie in Europa. Im Unterkarbon überwiegt der Kohlenkalk, Kulm ist nur in Randgebieten des zentralasiatischen Mittelmeeres vorhanden. Marines Oberkarbon ist von Turkestan bis zum Stillen Ozean verbreitet, kontinentales ist in Sibirien und China bekannt, tritt aber gegenüber dem hier flözreicheren Perm zurück. Eine Längsgliederung Asiens ist, wie schon im Devon, erkennbar (Abb. 104 und 105):

I. Die Sibirische Masse besitzt einen Südsaum von marinem Unterkarbon (Kirgisensteppe–Altai–Urjanchai–Transbaikalien und vermutlich über den Amur bis Sachalin). Von Westen nach Osten kann man unterscheiden: 1. das im Unterkarbon überflutete Westsibirien; 2. das Tungusker Becken mit fehlendem oder kontinentalem Unterkarbon und transgressivem, später kontinentalem Oberkarbon; 3. Ostsibirien, ein Landkern ohne karbonische Sedimente.

II. Das zentralasiatische Mittelmeer, im Westen nach Europa fortsetzend, im Osten durch die Sinische Masse in zwei Arme geteilt; der nördliche (s. unter I) verlandet später, der südliche zieht über Indochina und Insulinde nach Australien.

III. Der südliche Festlandsblock Vorderindiens (Gondwana-Land).

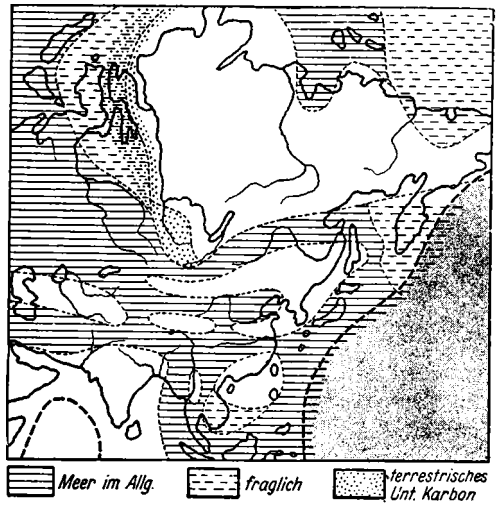


Abb. 104. Die unterkarbonischen Meere Asiens.

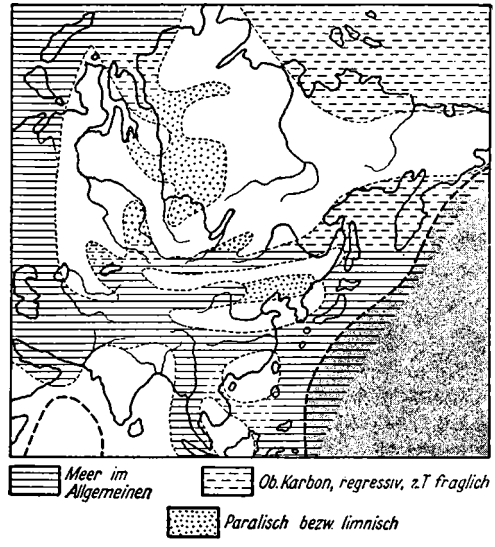


Abb. 105. Die oberkarbonischen Meere Asiens.

Sibirien. In Westsibiren ist das Unterkarbon in mariner Ausbildung am weitesten verbreitet, insbesondere kalkiges Tournai. Das Visé ist wechselnd entwickelt und fehlt im Osten ganz. Verschiedentlich stellen sich im Visé Sandsteine und Schiefer mit Pflanzenresten ein. Das ganze Gebiet ist als ein N-S gestrecktes Schelfmeer im östlichen Vorlande des Urals zu betrachten, welches fortschreitend von Osten nach Westen verlandet. Im Altai hat das Unterkarbon Kulmfazies und enthält gewaltige Effusivdecken. In Kasakstan ist das Visé-Namur paralisch, mit Kohlenflözen (Karaganda). Weiter im Osten wird die Entwicklung anders. Die marine Fazies beschränkt sich auf den südlichen Saum, welcher über das Tarbagatai-Gebirge nach Transbaikalien zieht. Der transbaikalische (mongolische) Streifen ist eine schmale Straße, die am Ende des Unterkarbons durch Verschweißung der Sibirischen und Sinischen Landmasse geschlossen wird. Auch hier herrscht Tournai, zum Teil in Kulmfazies vor. Diese Entwicklung ist auch am unteren Amur und auf Sachalin bekannt.

Nördlich davon liegt eine kontinentale Fazies des Unterkarbons in Sonderbecken bei Minussinsk, Krasnojarsk usw. Es sind anscheinend Lagunen am Saum eines Meeres, dessen Rückzug schon im Oberdevon begann.

Das Oberkarbon Sibiriens birgt noch ungelöste Probleme. Über dem marinen Unterkarbon liegt, gelegentlich diskordant mit Konglomeraten beginnend, eine kontinentale Folge, die höchstens in den tiefsten Teilen marine Spuren enthält. In der Kirgisensteppe ist diese kohlenführende Serie in einzelnen Mulden erhalten; im Minussinsker und Kusnezker Becken schwillt sie zu gewaltiger Mächtigkeit an und enthält einen ungeheuren Kohlenvorrat; im Tungusker Becken hat sie bei geringerer Mächtigkeit und wenigen Flözen eine enorme flächenhafte Verbreitung. Die Altersstellung dieser Tunguskischen Stufe ist noch heute unsicher. In den unteren Teilen treten noch gelegentlich marine karbonische Fossilien auf. So werden aus der Kirgisensteppe ein Goniatit *(Gonioloboceras)* und eine kleine stefanische Brachiopodenfauna über den kohlenführenden Schichten erwähnt; im Kusnezker Becken sollen nach BORISSJAK (Lehrbuch 1935) in den tiefsten Schichten *Productus cora* und *Pr. cancriniformis*, also Stefan oder Artinsk vorkommen. Höher oben treten dann noch *Aviculopecten* und *Anthracomyen* von westeuropäischem, karbonischem Habitus auf. Im Westen des Tungusker Beckens sind unten *Productus* ex aff. *striatus* und *Leaia tricarinata* gefunden worden; das deutet auf Stefan. Floristisch zeigt sich aber ein anderes Bild: zwar werden aus den tieferen Teilen noch *Lepidodendron, Cardiopteris, Asterocalamites* erwähnt, mit ihnen zusammen treten aber spezifische Formen der jüngeren Gondwana-Flora auf, und höher oben finden sich so typische Permpflanzen, wie *Callipteris conferta* und *Baiera digitata*. In Kansu (China) hat die SVEN HEDINsche Expedition die Kusnezker Flora über stefanisch-permischen Schichten mit *Gigantopteris* gefunden. Da diese seltsame Mischung europäischer, gondwanischer, karbonischer und permischer Pflanzen allen Becken eigen ist, muß wohl der Hauptteil der Tunguskischen Serie mit den Hauptflözen ins Perm gestellt werden. Die tieferen Teile der Folge könnten trotzdem karbonisch sein; vielleicht erscheinen hier die permischen Floren früher als in Westeuropa, was ja anscheinend auch für das Donez-Becken gilt.

In Ostsibirien sind karbonische Gesteine unbekannt, bis auf unsichere Pflanzensandsteine an der Nordküste.

Der **zentralasiatische Streifen** enthält gelegentlich eine kontinuierliche Karbon-Perm-Folge, welche eine Fortsetzung der südeuropäischen und uralischen Entwicklung darstellt.

Im Unterkarbon dieser O-W streichenden Geosynklinale herrscht die Kohlenkalk-Fazies. Nach GRABAU ist sie insbesondere beiderseits der alten Kuenlun-Achse entwickelt, auf die sie auch übergreift. Nach Osten gehen die beiden Meeresarme auseinander und umschließen das sinische Massiv, auf dem erst höheres Karbon die alten Gesteine überdeckt (Abb. 105). Von den so entstandenen Teilbecken zog das nördliche aus dem Hoangho-Gebiet über den Nan-shan, Tjan-shan und das Fergana-Becken im Bogen nach dem Ural (s. oben). Hier liegt der Kohlenkalk teils konkordant, teils schwach diskordant (zentraler Tjan-shan) auf dem Devon.

Unten sind Kalke mit *Prod.* cf. *mesolobus* vorhanden; darüber folgen Korallenkalke und Brachiopodenkalke des Tournai mit europäischen Formen, gelegentlich ersetzt durch rote Flaserkalke mit Ammonoideen (Son-Kul-See). Das Visé besteht aus Kalken mit *Prod. giganteus*, wobei sowohl im Turkestan, als auch im Tjan-Shan gelegentlich auch die Leitgoniatiten auftreten. Im Turkestan sind weiter oben noch Kalke mit namurischen Goniatiten bekannt: *Homoceras, Eumorphoceras, Reticuloceras reticulatum;* im Tjan-Shan fehlt ein Teil des Mittleren Karbons (sudetische Diskordanz).

Das höhere Karbon greift wieder über, besonders deutlich am südlichen und nördlichen Saum des Tjan-Shan, dessen zentrale Teile möglicherweise eine Schwelle oder

Inselgirlande darstellten (Abb. 104). Nach GRABAU handelt es sich um zwei große Längsbuchten oder marine Gürtel, von denen der nördliche vom Balchasch-See über Südaltai, Mongolei und Nordmanschurei vielleicht bis zum Pazifik (Wladiwostok und Japan) reicht, während der südliche von der Ferghana über Turfan, Nanschan und Kokonor bis in die chinesischen Provinzen Schansi und Chihli reicht, um dort zunächst blind zu endigen.[1])

Im Westen (Turkestan, Tjan-Shan) kann man Kalke mit *Chorist. mosquensis* (Westfal), darüber Kalke mit *Prod. inca* und *Spir. marcoui* (Stefan) unterscheiden, über denen Schwagerinenkalke (permische Grenzzone) folgen. In China greifen die Taiyuanschichten mit westfälischer Fauna *(Chorist. mosquensis, Fusulina* aff. *cylindrica)* weiter über als das Unterkarbon und bestehen aus einem Wechsel von marinen Kalken mit flözführenden Lagen, die eine stefanisch-permische Flora enthalten. Dann erfolgt eine Regression; die hangende flözreiche Schansi-Stufe mit seltenen marinen Lagen ist permisch.

Das Karbonmeer südlich der Kuen-lun-Achse setzt ins europäische Mittelmeer fort. Die Verbindung geht über die griechischen Inseln nach Kleinasien, in dessen zentralen und südlichen Teilen die Folge kalkig ist und mit Schwagerinen-Kalken abschließt (Balia Maden). Am Südufer des Schwarzen Meeres ist dagegen nur das Unterkarbon kalkig; das Oberkarbon enthält dagegen im Becken von Eregli-Zonguldak (Heraklea) die ganze europäische Florenfolge Namur-Stefan (nach WILSER). Der Pontus bildete demnach mit dem asovpodolischen Massiv eine Landmasse zwischen dem Donezbecken und dem Mittelmeer. Donez- und Eregli-Becken sind die paralischen Säume dieses pontischen Landes, welches aber noch durch weitere Golfe gegliedert war (Kohlen im Nordkaukasus, Schwagerinenkalke in der Krim).

Das tiefere Meer Kleinasiens zog über Armenien (wo in der Araxes-Enge ein vollständiges kalkiges Profil besteht) und Afghanistan nach dem Pamir. Seine Südküste lag in Arabien.

Die unterkarbonischen Kohlenkalke ziehen vom Pamir und Nordhimalaya nach Süddchina und erreichen bei Nankin den Pazifik. Ihr Südsaum liegt am Nordrande Indiens, wo über *Productus*-Kalken eine Art südlicher Kulmfazies (KOSSMAT) auftritt: Schiefer und Kalke mit *Sphenopteris.*

Das Oberkarbon als Fusulinenkalk ist auch in Afghanistan, Darwas, Kaschmir und im Himalaya bekannt, wenigstens seine oberen Teile, die oft schwer vom Perm zu trennen sind. Das Oberkarbonmeer überflutet dann große Teile Chinas in Szechuan, am Yangtse und in Yünnan (Loping-Ingression GRABAUs) und geht direkt in die noch größere, permische Transgression über.

Während ein Ast dieses Meeres über Nankin nach Japan zieht und die Sinische Masse im Osten umgürtet, ist ein anderer nach Hinterindien zu verfolgen; auch dort kennt man kalkiges Tournai und diskordant darüber schieferiges oder kalkiges Visé, welches mit Pflanzensandsteinen endet. Diskordant darüber folgt wieder Oberkarbon und Perm mit Fusulinen- und Schwagerinen-Kalken. Die gleiche Fazies ist dann auch von Malakka, Sumatra und Borneo bekannt und dürfte nach Ostaustralien weiterziehen.

Zusammenfassend läßt sich folgendes sagen: die große O-W-Geosynklinale war schon im Unterkarbon durch Längsschwellen (Kuen-lun, Sinische Masse) gegliedert, so daß im Osten zwei nach Norden und Süden divergierende Arme entstanden, von

[1]) Im Perm scheint eine Verbindung nach dem Pazifik, bzw. eine Ingression von Osten vorzuliegen.

denen einer nach Kamtschatka und Nordamerika, der andere nach Insulinde und Australien zog. Die Längsgliederung ist im Oberkarbon noch deutlicher; dieses liegt vielfach diskordant. Von den permanenten Meeresteilen im Westen ausgehend, ingrediert das Meer nach Osten, anscheinend Längsdepressionen des werdenden Gebirges folgend. Die Shansi-Ingression (Moskau-Zeit) drang zwischen Tjan-Shan und Kuenlun von der Ferghana aus über Peking vor und versandete im Stefan. Die etwas spätere Loping-Ingression bestand aus zwei Armen: der nördliche zog vom Altai über die Mongolei nach Wladiwostok, der südliche vom Pamir über den Himalaya (südlich des Kuen-lun) nach Südchina, wo ein Zweig gegen Südosten abschwenkte und sich mit dem nördlichen in Japan verband, während der andere nach Insulinde gegen Südosten abbog (Abb. 104).

C. Das arktische Becken

In der nördlichen Fortsetzung des Uralmeeres tritt Kohlenkalk mit *Prod. giganteus* auf Nowaja Semlja auf. Nach FREBOLD setzte dieses Meer nördlich der sibirischen Küste vielleicht bis Alaska fort, wofür auch die kurze marine Ingression an der Basis der Tunguskischen Serie Nordsibiriens spricht. Auf Alaska werden die *Giganteus*-Kalke von kohleführenden Schichten mit *Lepidodendron* unterlagert. Kohlenkalk tritt auch auf Grinell- und Ellesmereland auf. Dagegen lag zwischen Spizbergen und Ostgrönland ein kontinentales Becken, in dem helle Sandsteine, dunkle Pflanzenschiefer und kleine Kohlenflöze gebildet wurden. Diese Ursa-Stufe, deren unterer Teil noch devonisch sein dürfte, ist am besten auf der Bäreninsel entwickelt.

Nach dieser kontinentalen Zeit, die mit warmfeuchtem Klima beginnt und mit arideren Verhältnissen (Gips, bunte Gesteine) endet, erfolgte im Oberkarbon eine Transgression in zwei Phasen, welche das Gebiet zwischen Grönland und Spitzbergen betrifft; im übrigen Teil der Arktis bleibt das Flachmeer bestehen.

Auf Spitzbergen und der Bäreninsel beginnt diese Folge mit einem Konglomerat und mit Kalken *(Chorist. mosquensis)*, aber ohne deutliche Diskordanz; diese Transgression ist auch in Osteuropa und Asien weitverbreitet. Auf der Bäreninsel liegt darüber gelber Sandstein, Fusulinenkalk und dann, diskordant und transgressiv, Sandstein und Kalk mit *Prod. cora* und anderen Gschel-Formen. Der folgende Spiriferenkalk *(Sp. keilhavi, Prod. timanicus)* liegt wieder schwach diskordant und entspricht dem Unterperm (Schwagerinen-Kalk) Osteuropas. Die stefanische Transgression war also noch größer. Auf Spitzbergen beginnt das Oberkarbon mit einem Basalkonglomerat, darüber liegt der sogenannte „*Cyathophyllum*"-Kalk mit Einschaltung von Foraminiferenkalken und Gipsen und im Hangenden der unterpermische Spiriferenkalk.

In Ostgrönland ist tieferes Oberkarbon (*mosquensis*-Stufe) unbekannt. Stefanische Mergel und Sandsteine mit *Prod. timanicus* und anderen werden erwähnt; vielleicht gehören dazu auch Dolomite mit Gips an der Basis der marinen Serie. Darüber folgen Brachiopodenkalke, Kalke mit *Martinia* und Schiefer mit *Posidonomya*, die sich gegenseitig vertreten und nach H. FREBOLD Unterperm darstellen. Nördlich von Grönland scheint dieses Meer über die Inseln des arktischen Amerika nach Alaska fortgesetzt zu haben.

D. Nordamerika

Die oberkarbone Transgression im Bereiche des arktischen Beckens kann südwärts in den Nordatlantik zwischen Europa und Nordamerika eingegriffen haben. Die marinen Ingressionen in die paralische Vorsenke Mitteleuropas deuten ja auf ein westliches Meer hin. Der Rhythmus war allerdings in diesem außerhalb der variscischen Faltung liegenden Schelf ein anderer, da der westfälisch-stefanischen Transgression in der Arktis eine Regression in Europa gegenübersteht. Das wiederholt sich in Nordamerika, wo die Faziesverteilung gleichsam spiegelbildlich zu der in Eurasien ist.

Im Osten entsteht in dieser Zeit das Appalachische Gebirge, welches als Gegenstück der Varisciden Europas angesehen werden kann. Es streicht vom Staate New York nach Südwesten, um dann, jenseits des Mississippi, nach Westen abzuschwenken (Texas) und vielleicht in das Streichen der westlichen Kordilleren einzubiegen. Das appalachische Karbon hat daher vieles mit Westeuropa gemeinsam: das Unterkarbon hat Kulmfazies, das Oberkarbon ist paralisch mit Kohlenflözen. Es lassen sich dabei die gefalteten anthrazitischen Innenbecken und die kaum gefaltete Vorsenke mit gasreichen Kohlen unterscheiden. Sehr bezeichnend ist ferner, daß die Entwicklung auf Neubraunschweig und Neuschottland, d. h. nordwestlich von der Faltenzone, eng an die Gliederung des schottischen Karbons anschließt.

Die innere Region (Midcontinent Basin) im Bereiche der großen Mississippi-Ebene entspricht mehr dem osteuropäischen und arktischen Gebiet: über einer unterkarbonischen Kalkplatte liegt eine oberkarbonische Wechsellagerung von flözführenden Schichten mit Kalkeinschaltungen. Die marinen Ingressionen werden nach Westen häufiger, so daß in den Kordilleren und dem Felsengebirge schließlich eine rein marine, hoch ins Perm hinaufreichende Folge vorhanden ist, wie im Ural. Die Fazies dieses Meeres hat zwar besondere (pazifische) Merkmale, besitzt aber über Alaska Beziehungen zu Asien und zu dem Ural.

In der appalachischen Region liegt das Unterkarbon (Mississipian) schwach ungleichförmig auf Devon und besteht aus dem Pocono-Sandstein (Tournai) und den Mauch-Chunk-Schiefern (Obervisé). Marine Einlagerungen, auch Kalkbänke sind besonders im Pocono-Sandstein vorhanden; eine Lücke im Untervisé ist häufig. Die obere Folge beginnt gelegentlich (Westvirginia) mit einem Kalk (Greenbrier), marine Lagen werden seltener, oben herrschen rote Schiefer als Zeugen eines Trockenklimas (s. Arktis!). Gegen Süden und Südwesten (Texas, Oklahoma) wird die unterkarbonische Folge bis zu 3000 m mächtig und hat in der Randzone der Ouachita-Falten den grobdetritischen Typus einer Randsenkenfüllung, die nordwärts in weniger mächtige Schiefer übergeht (Caney-Schiefer).

Das Oberkarbon (Pennsylvanian) der Appalachen beginnt diskordant zur Unterlage mit dem Sandstein und Konglomerat von Pottsville, dessen stratigraphische Stellung dem englischen Millstone grit entspricht (Obernamur bis Westfal B). Diese im Osten mächtige (2500 m), aber flözleere Folge wird nach Westen dünner, wobei die Konglomerat- und Sandsteinlagen fortschreitend durch Schiefertone ersetzt werden und Kohlenflöze auftreten. Auch Kalkeinlagerungen nehmen nach Westen zu, so daß die typische Faziesverteilung einer Außensenke vorliegt; im Osten „Nagelfluh" von großer Mächtigkeit, in der Mitte gemischte Sandstein-Schieferfolge mit Flözen, im Westen zunehmender Kalkreichtum. Die jüngeren Teile (Pocahontas) transgredieren nach Westen.

Über dem Pottsville folgen die Hauptflözgruppen, welche in den kleineren gefalteten Becken des Ostens anthrazitische, in der ungefalteten Vorsenke im Westen gasreichere Kohlen

enthalten. In den Anthrazitbecken fallen einige Flöze durch große Mächtigkeit auf (Mammuth-Flöz bis 30 m!). Im Westen unterscheidet man 3 Gruppen (Alleghany, Conemaugh und Monongahela) mit Flora des europäischen Oberwestfals und (?) Stefans und mit marinen Einlagerungen (Fauna der Moskau- und Gschel-Stufe). Die hangende Dunkard-Gruppe führt unten noch Flöze, besteht aber oben aus bunten Schichten mit *Callipteris*, ist also zum Teil schon permisch.

Der Kohlenvorrat der Anthrazitbecken erreicht 20 Milliarden t, der in der Vorsenke 500 Milliarden t.

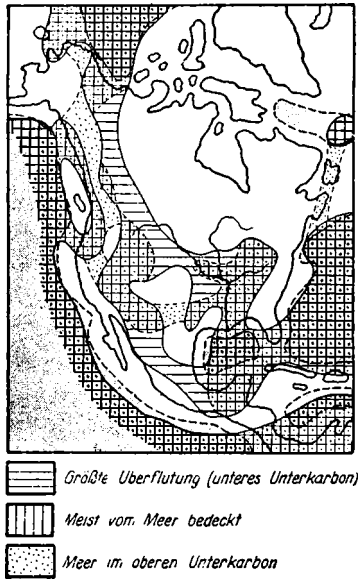


Abb. 106. Das Unterkarbon Nordamerikas. Nach SCHUCHERT.



Abb. 107. Das Oberkarbon Nordamerikas. Nach SCHUCHERT.

In der großen zentralen Provinz Nordamerikas (Midcontinent) bestehen zwei Riesenbecken, die durch eine flache, N-S streichende Aufwölbung älterer Gesteine am Mississippi getrennt werden. Das Unterkarbon liegt transgressiv und ist kalkig; die Mächtigkeiten nehmen nach Süden zu. Man unterscheidet von unten:

Kinderhook. Kalke mit *Aganides, Protocanites, Pericyclus, Muensteroceras.*

Osaga. (Keokuk und Burlington). Kalke mit *Prod. striatus* und cameraten Crinoiden. Beide Stufen = Pocono bzw. Tournai.

Meramec-Kalke mit massenhaften *Melonites*, Brachiopoden und Korallen. Unter- bis Mittelvisé, d. h. *Seminula-* bis untere *Dibunophyllum*-Stufe.

Chester (Barnet-Schiefer, Texas; Caney-Schiefer, Oklahoma). Unten *Goniatites crenistria* (III), oben *Eumorphoceras* und *Cravenoceras*, d. h. unteres Namur. *Cardiopteris* und primitive *Sphenopteris* treten auf.

Die beiden oberen Stufen entsprechen dem Greenbrier und Mauch-Chunk der Appalachen bzw. dem Pendleside Englands. Die Grenze gegen das Pennsylvanian ist noch umstritten.

Das Oberkarbon ist im östlichen Becken (Illinois, Kentucky) nur 300 bis 650 m mächtig und liegt diskordant. Die Fazies ist ähnlich wie in den Appalachen; vom Pottsville ist nur der obere Teil vorhanden, der einige Flöze führt. In den hangenden Stufen (Carbondale und Mc Leansboro) liegen acht wichtige Flöze; dazwischen sind Einschaltungen von Fusulinen-, Brachiopoden- und Korallen-Kalken vorhanden. Es ist nach der Flora Westfal C und D; höhere Schichten fehlen.

Das westliche Becken zeigt eine mehrfache Wechsellagerung mariner und kontinentaler Schichten, die westwärts in eine rein marine Folge übergeht. Das Oberkarbon ist im Norden (Iowa) nur etwa 350 m mächtig, schwillt aber nach Süden in Nebraska, Kansas und besonders in Oklahoma, Arkansas und Texas auf 4000 bis 8000 m an. Bemerkenswert ist eine von R. MOORE festgestellte zyklische Gliederung in Kansas. Über tieferem Oberkarbon, welches nur eine Großgliederung zeigt, folgen in regelmäßiger Wiederholung: a) Sandton mit Pflanzen, b) toniger Wurzelboden und Kohle, c) Ton mit Muscheln, d) Brachiopoden-Bryozoen-Kalk, e) Brachiopoden-Ton, f) Fusulinen-Kalk, entsprechend der tiefsten Inundation. Dann folgen die gleichen Schichten in umgekehrter Folge, wonach ein neuer ähnlicher Zyklus (Cyclotheme) beginnt. Auffallend ist die Ähnlichkeit mit dem Donez-Becken. Die Stratigraphie zeigt folgendes:

Über dem Chester (s. oben) liegt schwach ungleichförmig die kalkig-tonige Morrow-Serie, zum Teil noch mit dem Mississippian eng verknüpft *(Archimedes, Pentremites)*. Die Flora *(Sphenopteris, Neuropteris)* und einige Goniatiten sprechen eher für Obernamur und Westfal A (= Pottsville). Nach einer kräftigeren Bewegung (Wichita-Phase) folgt diskordant die Des Moines- oder Strawn-Serie, mit klastischen oder schieferigen Gesteinen, die westwärts in Kalke übergehen. Die Flora enthält Arten des Westfal B und C, die Fauna entspricht der *mosquensis*-Stufe; neben Brachiopoden und Fusulinen treten *Gastrioceras, Paralegoceras, Paraschistoceras* auf. Im Osten treten noch Flöze auf, im Westen ist die Fazies kalkig, im Süden grobklastisch und flözleer.

Die hangende Missouri-Gruppe (Canyon- und untere Cisco-Gruppe in Texas) enthält nur selten Kohlenflöze. In Kansas geht die kalkig-schieferige Folge westwärts in reine Kalke über. Sie liegt übergreifend auf älteren Schichten (asturische Phase) und enthält die Ammonoideen *Shumardites, Schistoceras, Prouddenites und Marathonites,* nach denen PLUMMER zwei Zonen unterscheidet. Manche Arten treten auch im Ural auf. Floristisch ist das Verschwinden von *Lepidodendron* und *Sphenophyllum emarginatum* wichtig; dafür treten *Sphen. oblongifolium, Walchia* und Cordaiten auf, was auf trockenes Klima hinweist. Es handelt sich um Westfal D oder Unterstefan.

Die hangende Virgil-Serie liegt diskordant (Arbuckle-Phase, nach MOORE 1936 vielleicht mit der Marathon-Phase in Texas identisch). Sie beginnt in Texas mit grobklastischen Schichten. *Triticites* ist reich vertreten, oben erscheint *Pseudofusulina.* Die Flora ist ein Gemisch karbonischer und permischer Arten. Die wohl gleichaltrige obere Cisco- oder Wolfcamp-Gruppe wird heute in Texas mit dem Schwagerinenkalk Rußlands, also unterstem Perm, verglichen. Die hangende Big-Blue-Serie ist nach Flora und Fauna sicheres Perm.

Die Flözführung der beiden Midcontinent-Becken ist vor allem auf das Oberwestfal konzentriert; im Südosten beginnt sie früher, im Nordwesten dauert sie länger an. Die Vorräte sind in dem riesigen Gebiet trotz geringer Flözzahl enorm und werden auf 429 Milliarden t geschätzt. Eine Sonderentwicklung besitzt das kleine Michigan-Becken mit sandigem, oben kalkigem oder gipsführendem Unterkarbon und flözführendem Pottsville.

Der Westteil der Vereinigten Staaten (Colorado-Plateau, Felsengebirge) führt marines Karbon, wobei das Unterkarbon als Kohlenkalk mit amerikanischen Faunen unten und europäischen Elementen oben entwickelt ist. Nach MOORE tritt vor dem Oberen Mississippian eine Störungsphase auf. Eine Diskordanz und Lücke an der Basis des Pennsylvanian ist häufig. Klastisches Oberkarbon mit Kohlen ist im südlichen Felsengebirge bekannt. Das höhere Oberkarbon ist wieder marin und geht ohne größere Lücken in marines Perm über. Es bestehen aber nach KOSSMAT bemerkenswerte Faziesunterschiede: im Westen (von Alaska bis Kalifornien) herrscht ein eurasiatischer Typus (Fusulinenkalke mit häufigen Porphyritergüssen), der auf Wanderwege längs der Kordillerenzone nach Süden deutet; im Osten (östliches Felsengebirge) ist dagegen eine an die amerikanische Zentralprovinz anschließende Fauna vorhanden, die SCHUCHERT als südpazifisch bezeichnet, und die wohl, von Süden kommend, längs dem Westrand der Appalachen nach Norden wanderte. Darin kann man vielleicht Anzeichen einer Kordilleren-Schwelle sehen.

E. Die Südkontinente

Die Verbreitung von marinem Karbon ist auf der Südhalbkugel auffallend gering. Im wesentlichen hat man den Eindruck einer großen kontinentalen Scholle, des schon mehrfach genannten Gondwanalandes, welche das östliche Südamerika, Mittel- und Südafrika, Madagaskar, Indien und das westliche Australien umfaßt. Senken mit mächtigeren Sedimenten treten nur in deren Umrahmung, im westlichen Südamerika, im östlichen Australien und an dem schon behandelten Nordsaum, d. h. am südlichen Uferrand des Mittelmeeres auf.

Unterkarbon ist am seltensten. Im nördlichen Südamerika (Columbien, Ecuador, Peru, Amazonas-Becken) treten Sandsteine mit *Asterocalamites, Lepidodendron* und *Rhacopteris* auf. Marine unterkarbonische Schichten erwähnt KEIDEL aus den Vorkordilleren Argentiniens. Dagegen tritt Oberkarbon im Zuge der Anden mehrfach auf und scheint die nordamerikanische Geosynklinale über Guatemala und Columbien bis Chile fortzusetzen. Es sind Grauwacken und Kalke mit Fusulinen, *Productus* und *Spirifer*, daneben auch kohlenführende Schiefer und Sandsteine mit europäischen Pflanzen. Ein Arm dieses Meeres zweigte über das Amazonas-Becken nach Osten ab und stand vielleicht in Verbindung mit Nordafrika. Auch in Westargentinien kommt marines Oberkarbon vor, welches hier, ebenso wie das Unterkarbon, nach KEIDEL mit glazigenen Ablagerungen verknüpft sein soll.

Abgesehen davon sind im riesigen Gebiet des Gondwana-Kontinents nur in Südafrika Sandsteine mit „kulmischer" Flora (Witteberg-Sandsteine) bekannt, die konkordant auf Devon lagern und einem antarktischen Becken angehören könnten.

Wesentlich aufschlußreicher ist das Karbon Australiens. Neben einer geosynklinalen Fazies von Grauwacken und Radiolariten ist das Unterkarbon durch die marine Burindi-Gruppe mit *Productus semireticulatus, Philippsia* usw. vertreten. Die obere Burindi-Gruppe (Visé) hat kontinentale Äquivalente in Gestalt der unteren Kuttung-Serie mit Konglomeraten, sauren Vulkaniten und Tuffen mit *Lepidodendron, Archaeocalamites* usw. Die obere Kuttung-Gruppe mit *„Rhacopteris"* und zum Teil auffallend altertümlicher Flora soll westfälisch sein; sie enthält zwei konglomeratische Horizonte, die zweifellos glazigenen Ursprungs sind, da die oft gekritzten Komponenten den

Charakter erratischer Blöcke tragen. Diese älteren, verfestigten Moränen oder Tillite sind sicher karbonisch; höher oben sind aber weitere klare Eiszeitspuren bekannt, die von unterpermischen marinen Schichten und von der *Glossopteris*-Flora überlagert werden. Diese Lochinvar-Vereisung, die wohl derjenigen Indiens entspricht, ist entweder oberstkarbonisch oder tiefpermisch und soll beim Perm betrachtet werden. Paläogeographisch und stratigraphisch bestehen noch manche Unklarheiten, zumal da auch aus Westaustralien marine Schichten bekannt sind, die oberkarbonisches Gepräge haben. Es scheint also, daß Australien jedenfalls im Unterkarbon, aber auch später, im Bereiche eines Meeres gelegen hat, welches als Fortsetzung der hinterindisch-malayischen Geosynklinale am pazifischen Saum anzusehen ist. (Nach A. Voisey in Symposium Gondwana 1952.)

XII. SCHRIFTTUM KARBON

BERG, G., Die Gliederung des Oberkarbons und Rotliegenden im Niederschlesisch-böhmischen Becken. — Jahrb. preuß. geol. L.-A., 46, 1925.

BERTRAND, P., Les zones végétales dans les bassins houillers du Nord de la France. — C. R. Ac. Sc. Paris, 168, 1919.

BEYSCHLAG, F., & v. FRITSCH, K., Das jüngere Steinkohlengebirge und Rotliegende in der Provinz Sachsen. Abh. Preuß. Geol. L.-A., 1900.

BISAT, W., The carboniferous goniatites of the north of England and their zones. — Procced. Yorkshire Geol. soc., 20, 1924.

—, The faunal stratigraphy and goniatite phylogeny of the carboniferous etc. — C. R. XVI. int. geol. Kongr. 1933. Washington (1936).

BODE, H., Palaeobotanisch-stratigraphische Untersuchungen im Saarbrücker Karbon. — Abh. Preuß. Geol. L.-A., 171, 1936.

v. BUBNOFF, S., u. and., Deutschlands Steinkohlenfelder. — Stuttgart 1926.

CHWOROWA, J., Middle carbonif. of the western slope of the Ural. — Bull. soc. nat. Moscou, XV, 6, 1937.

Congrès pour l'avancement des études de stratigraphie carbonifère; Heerlen, Bd. I, 1928; Bd. II, 1935. Zahlreiche Arbeiten aus der ganzen Welt, grundlegend für die Stratigraphie des Karbons.

CREMER, L., Die fossilen Farne des westfälischen Karbons. — Marburg 1892.

DANNENBERG, A., Geologie der Steinkohlenlager. Berlin, Bd. I, 1915, 2. Aufl. 1941; Bd. II, 1935; Bd. III, 1937.

DAVIES, K. A., & TRUEMAN, A., A revision of the non marine lamellibranchs of the coal measures and a discussion of their zonal sequence. — Geol. Soc. London, 1926.

FLIEGEL, G., Über oberkarbonische Faunen aus Ost- und Südasien. — Palaeontographica, 48, 1901.

FOORD, A., Monogr. carbon. cephalopodes of Ireland. — Palaeontogr. soc., 1897—1903.

FREBOLD, H., Das marine Oberkarbon Ostgrönlands. — Meddelelser om Grönland, 84, 2, 1931. Kopenhagen.

FRIČ, A., Fauna der Gaskohle und der Kalksteine der Permformation Böhmens. — Prag 1883 bis 1901.

GARWOOD, E. J., Lower carboniferous in Northwest of England. — Quart. Journ. Geol. Soc. London, 1912.

GOTHAN, W., Die pflanzlichen Leitfossilien des Karbons und Perms in GÜRICH, Leitfoss., 3. Lief., 1923.

—, Gemeinsame Züge und Verschiedenheiten in den Profilen des Karbons der paralischen und limnischen Becken Mitteleuropas. — Z. D. G. G., Abh., 77, 1925.

—, Kohle in: Lagerstätten der nutzb. Miner. und Gesteine von BEYSCHLAG-KRUSCH-VOGT, Bd. III, 1, Stuttgart 1937.

—, Das frühere Pflanzenkleid des deutschen Bodens. — Deutscher Boden, VIII. Berlin 1939.

—, Karbon in: Geol. Jahresberichte III A, 1941.

—, Der Florensprung und die „erzgebirgische Phase" Kossmats. Geologica, 11, 1952.

HAYASAKA, J., The Japanese carboniferous. — C. R. XVI. intern. Geol. Kongr. 1933. Washington (1936).
HERITSCH, F., Die Stratigraphie von Oberkarbon und Perm in den karnischen Alpen. — Mitteil. Geol. Ges. Wien, 26, 1933.
—, Karbon und Perm in den Südalpen und in SO-Europa. — Geol. R., 30, 1939.
—, Perm in: Geol. Jahresberichte III A, 1941.
HIND, W., On the distribution of the british carboniferous goniatites. — Geol. Mag., 6, 1918.
HIRMER, M., Handbuch der Paläobotanik. — München 1927.
HOLZAPFEL, E., Die cephalopodenführenden Kalke des Unterkarbon von Erdbach. — Paläont. Abh., N. F., 1, 1889.
HUENE, F., v., Die Saurierwelt und ihre geschichtlichen Zusammenhänge. Jena, 1952.
HÜFFNER, E., Beiträge zur Kenntnis des deutschen Kulms. — Jahrb. Preuß. Geol. L.-A., 1914, I.
JONGMANS, W. J., Floral connections and geobotanic provinces within the carboniferous. — C. R. XVI. int. Geol. Kongr. 1933. Washington.
KAISIN, F., & LOHEST, M., Les facies du Dinantien en Belgique. — Guide XIII. Congr. intern. Brüssel 1922 (C_3).
KIDSTONE, R., Fossil plants of the carboniferous rocks of Great Britain. — Mem. Geol. Survey Gr. B., 1924 bis 1925.
KLEBELSBERG, R., v., Die marine Fauna der Ostrauer Schichten. — Jahrb. Geol. Reichsanstalt Wien, 62, 1912.
KOENEN, A., v., Kulmfauna von Herborn. — N. J. f. Min. usw. 1879.
KONINCK, L. G., de, Description des animaux fossiles du terr. carbon. de Belgique, 1842 bis 1844, 1851.
—, Faune du calcaire carbonifère de la Belgique, 1878 bis 1887.
KUKUK, P., Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. — Berlin 1938.
MICHAEL, R., Geologie des oberschlesischen Steinkohlenbezirkes. — Abh. Preuß. Geol. L.-A., N. F., 71, 1913.
MOORE, R. C., Stratigraphie classification of the pennsylvanian rocks of Kansas. — Bull. Univ. of Kansas, 22, 1936.
—, „Carboniferous" rocks of North America. — C. R. XVI. Intern. Geol. Kongr. Washington 1933 (1936).
—, Pennsylvanian cycles in northern midcontinent region. — Bull. Illinois geol. survey, 60, 1931.
NALIVKIN, D., Major divisions of the Paleozoic of the USSR. — C. R. XVI. intern. Geol. Kongr. 1933. Washington (1936).
PATTEISKY, K., Die oberkarbonischen Goniatiten der Hultschiner und Ostrauer Schichten. — N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 76, B, 1936.
PAUL, H., Das Unterkarbon in Deutschland. — Geol. R. 31, 1940.
PLUMMER, F. B., und SCOTT, G., Upper paleozic ammonites in Texas. — Univ. of Texas Bull., 3701, 1937.
POTONIÉ, H., Die Entstehung der Steinkohle. — Berlin 1902.
PRIGOROVSKI, M., Geologische Untersuchungen und paläogeographische Analyse bei der Prospektion der Kohlen in der USSR. Moskau, 1948.
RENIER, A., Stratigraphie du Westphalien en Belgique. Guide XIII. Congr. intern. Brüssel 1922 (C_4).
RAUSER-TSCHERNOUSSOWA, D., Über Fusuliniden und die Stratigraphie des oberen Karbon und Artinsk i. westl. Ural. — Bull. soc. nat. Moscau, XV, 5, 1937.
RUZHENZEW, W., Stratigr. outline of the upp. Carbon. and Lower Permian deposites in the Orenburg distr. — Bull. soc. nat. Moscou, XV, 3, 1937.
SCHMIDT, H., Die karbonischen Goniatiten Deutschlands. — Jahrb. Preuß. Geol. L.-A., 45, 1925.
—, Tierische Leitfossilien des Karbon in Gürich, Leitf., Lief. 6, 1929.

SCHMIDT, H., Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen. — Abh. d. Ges. f. Wiss. Göttingen, math.-naturw. Kl., III, F. Heft 10, 1931.
—, Karbon und Perm in: Geol. Jahresberichte I a, 1938.
—, Nautiliden aus dem deutschen Unterkarbon. — Paläont. Z. 24, 1951.
SCHWAN, W., Die Acker-Bruchbergschichten des Harzes. — Abh. Geol. Landesanst. Berlin, 216, 1950.
SCHWARZBACH, M., Biostratigraph. Untersuchungen im marinen Oberkarbon Oberschlesiens. — N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 78 B, 1937.
—, Die Trilobiten im Oberkarbon Oberschlesiens. — Jahrb. Preuß. Geol. L.-A., 56, 1936.
—, Das Klima der Steinkohlenzeit. — 114. Jahresber. Schlesische Ges. f. vaterl. Kultur, 1941.
—, Das Klima der Vorzeit. — Stuttgart 1950.
SEMICHATOWA, S., Contrib. stratigr. of the lower and middle carboniferous of the Europ. part of USSR. — Bull. soc. nat. Moscou, 44, 1936.
STAFF, H., v., Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden. — N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 27, 1909.
STUTZER, O., Kohle (Allg. Kohlen-Geologie). — Berlin 1923.
Symposium sur les séries de Gondwana, herausg. v. XIX. Intern. Geol. Kongreß. Alger, 1952.
TING, V. K., und GRABAU, A., The Carboniferous of China. — C. R. XVI. intern. geol. Kongr., 1933. Washington (1936).
TSCHERNYSCHEW, TH., Oberkarbonische Brachiopoden des Ural und Timan. — Mém. Com. géol. Russie, 14, 2, 1902.
VAUGHAN, A., On the palaeontol. sequence in the Bristol area. — Quart. Journ. Geol. Soc. London, 1905.
—, Carbonif. limestone of Britain and Belgium. — Quart. Journ. Geol. Soc. London 1915.
WACHSMUTH, CH., und SPRINGER, Fr., Revision of the Palaeocrinoidea, I—III, Philadelphia, 1879 bis 1886.
WEIGELT, J., Die mitteldeutschen Steinkohlenablagerungen. — Jahrb. Hall. Verb. Halle, 2, 1920.
—, Gliederung im Kulm des Oberharzes. — Jahrb. Preuß. Geol. L.-A., 37.
WEISS, E., Fossile Flora der jüngsten Steinkohlenformation und des Rotliegenden im Saar-Rhein-Gebiete. — Bonn 1869 bis 1872.
WILSER, J., Die Steinkohlen in der Schwarzmeer-Umrandung. — Geol. R., 18, 1927.
WOODWARD, H., A Monograph of the british carboniferous trilobites. — Palaeontogr. Soc. London, 1883 bis 1884.

Siehe auch: I. Allgemeine Schriften: 2. Lehrbücher: BORISSJAK, GIGNOUX, HAUG, KAYSER, PIRSSON und SCHUCHERT. 4. GOTHAN, SCHMIDT, WEDEKIND. 5. Handbücher: DAVIDSON, EICHWALD, FRECH und ROEMER, LAMOUCHE. 6. Regional: v. BUBNOFF I und II, EVANS, FREBOLD, GERTH, KATZER, KOCH, KRENKEL, LEUCHS, OBRUTSCHEW, SCHUCHERT, TERMIER. — X. Silur: HERITSCH 1936. — XI. Devon: ARCHANGELSKI, DAHLGRÜN, GOSSELET.

Tabelle VI · Stratigraphische Gliederung des Karbons nach Gothan (1951)

Stufen (Herrlen 1935)		Stufen Bezeichnungen nach Bisat	H. Schmidt		Goniatiten		Pflanzenfossilien
(Perm) Rotliegendes							Aussterben der Karbonflora (fast keine Lepidodendren mehr, von Sigillarien höchstens Subsigillarien). Hauptleitfossil ***Callipteris***, ferner *Odontopteris*, zahlreiche Pecopteriden *(Pecopteris pinnatifida!) Sphenopteris germanica*, Taeniopteriden, *Gomphostrobus, Walchia* häufig
Stefan			VI	β	Schisto-ceras-Stufe	*Schistoceras diversecostatum*	Lepidophyten verschwindend, fast nur noch Subsigillarien. Zahlreiche Pecopteriden. Odontopteriden beginnend. Noch keine *Callipteris!* Westfal-Formen (z.B. *Mariopteris* und *Neuropteris ovata)* nicht mehr vorhanden.
				α		*Schistoceras hyatti*	
Westfal	D					?	Noch Westfal-C-Flora, aber mit zahlreichen stefanischen Vorläufern, namentlich Pecopteriden. Leitend die Gruppe der ***Neuropteris ovata***
	C		V		Gastrioceras-Stufe		*Neuropteris Scheuchzeri, N. rarinervis, Linopteris münsteri, Sphenopteris crepini, Mariopteris sauweuri, M. nervosa, S. striata, Sphenophyllum emarginatum, Sigillaria tesselata.* (C-Association!)
		G		ε		*Anthracoceras ägiranum* — Ägir	
	B					Lingula-Horizont	Reiche Karbonflora: Sphenopteriden, Mariopteriden, Alethopteriden, Neuropteriden, Sphenophyllen, Lepidodendren, Sigillarien (keine Favularien!) usw. dagegen wenige Pecopteriden. Im unteren Teil bis höchstens Lingula-Niveau leitend ***Lonchopteris rugosa!***
				δ		*Gastrioceras catharinae* / *Gastrioceras vanderbecki* — Catharina	
	A			γ		*Gastrioceras circumnodosum* — Finefrau Nbb.	Im oberen Teil schon viel ***Lonchopteris rugosa.*** Flora ähnlich dem Westphal B. *Sphenopteris Hoeninghausi, Mariopteris acuta, Neuropteris Schlehani* im unteren Teil häufig, im oberen erlöschend
				α–β		*Gastrioceras subcrenatum* — (Fl. Sarnsbank)	
Namur	C	(G_1)	IV		Eumorphoceras-Reticuloceras-Stufe	*Eumorphoceras superbilingue*	Flora schon ähnlich dem Westfal A, namentlich *Mariopteris acuta, Neuropteris Schlehani, Alethopteris lonchitica* bereits häufig. Dagegen *Sphenopteris Hoeninghausi* noch fehlend
	B	R_2 R_1				*Reticuloceras reticulatum* *Reticuloceras inconstans*	
						Floren-Sprung	
	A	H E				*Homoceras beyrichianum* *Nuculoceras nuculum* *Eumorphoceras bisulcatum* *Eumorphoceras pseudobilingue*	Flora des Waldenburger Liegendzuges und Ostrauer Schichten: ***Sphenopteris adiantoides*** (Leitform), *Sph. bermudensiformis, Sph. stangeri* u. Verwandte, *Alloiopteris quercifolia, Sphenophyllumtenerrimum, Stigmaria stellata* usw. Einige Nachläufer des Visé (Asterocalamites besonders) unten
Dinant	Visé	P_2	III	γ	Glyphio-ceras-Stufe	*Goniatites granosus*	*Cardiopteris, Adiantites, Rhacopteris, Sphenopteridium, Asterocalamites, Lepidodendron veltheimi, L. volkmanni, L. acuminatum.* Daneben bereits Vorläufer des Namur A: *Sphenopteris bermudensiformis, Alloiopteris quercifolia,* dagegen noch nicht *Sphenopteris adiantoides*
				β		*Goniatites striatus*	
		P_1		α		*Goniatites crenistria*	
		C_2	II			Pericyclus-Stufe	
	Tournai	C_1					Flora ähnlich der des Visé. An Pflanzenresten wenig bekannt. (Geigen)
		Z	I			Gattendorfia-Stufe	
Devon	Étroeungt	K				Wocklumeria-Stufe	*Archaeopteris-Cyclostigma*-Flora
	Famenne					Orthoclymenia-Stufe	

XIII. DAS PERM ODER DIE DYAS

Der Name permische Formation wurde 1849 von MURCHISON für die bunten Sedimente des Uralvorlandes eingeführt, welche im russischen Gouvernement Perm gewaltige Flächen bedecken. In Deutschland waren schon früher für altersgleiche Bildungen die Namen Rotliegendes und Zechstein gebräuchlich, mit Bezugnahme auf die Zechen des Kupferschiefers, der von roten unproduktiven Sandsteinen (dem „roten, toten Liegenden") unterlagert wird. Auf der Grundlage dieser Zweigliederung wurde dann von MARCOU (1859) und GEINITZ (1861) der Name Dyas, im Gegensatz zu der hangenden Trias vorgeschlagen.

Die genaue Abgrenzung steht noch heute nicht fest, da unten floristische Beziehungen zum Stefan, oben Übergangsbildungen zur Trias häufig sind. Einige Forscher vereinigen das Perm daher mit dem Karbon bzw. mit dem Pennsylvanian, andere suchen einen Anschluß an die Trias. Die Fauna, insbesondere die Ammonoideen, rechtfertigen aber doch eine Abtrennung des Perms als oberstes, selbständiges Glied der paläozoischen Ära.

1. Lebewelt und Biostratigraphie

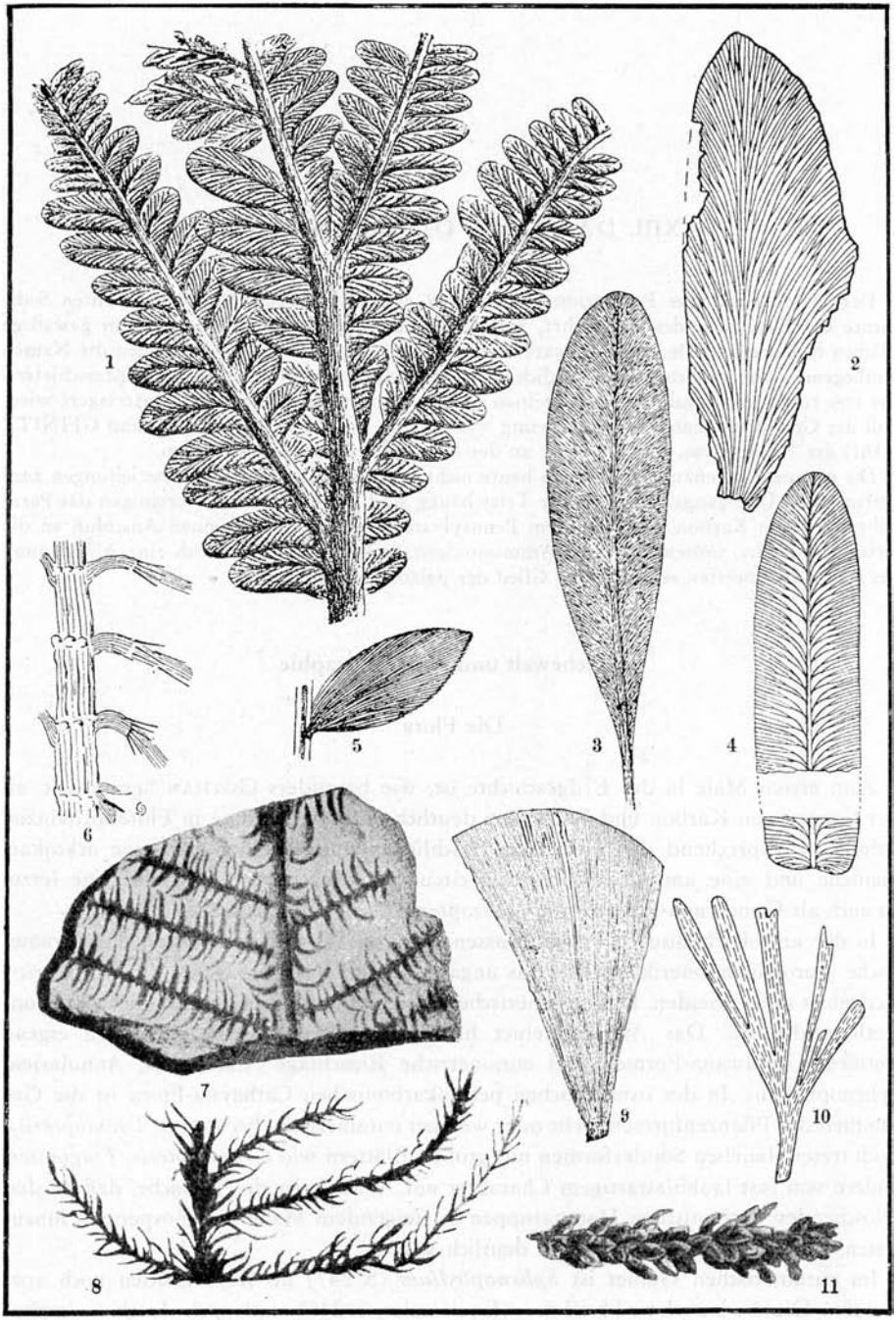
Die Flora

Zum ersten Male in der Erdgeschichte ist, wie besonders GOTHAN hervorhebt, an der Grenze von Karbon und Perm eine deutliche Differenzierung in Florenprovinzen sichtbar. Entsprechend den Heerlener Beschlüssen unterscheidet man eine arktokarbonische und eine antarktokarbonische, circumpolar verbreitete Provinz. Die letzte ist auch als Gondwana-Provinz mit *Glossopteris*-Flora bekannt.

In der arktokarbonischen Provinz lassen sich von Westen nach Osten das euramerische (europäisch-amerikanische), das angarische und das Cathaysia- *(Gigantopteris-)* Teilgebiet unterscheiden. Das euramerische Gebiet enthält unsere gewöhnliche Karbon-Rotliegend-Flora. Das Angara-Gebiet hat in permokarbonischen Schichten eigene Formen, Gondwana-Formen und euramerische Einschläge *(Callipteris,* Annularien, Sphenophyllen). In der ostasiatischen permokarbonischen Cathaysia-Flora ist die Gesamtheit der Pflanzenformen mehr oder weniger euramerisch *(Pecopteris, Taeniopteris),* doch treten daneben Sonderformen mit großen Blättern wie *Gigantopteris, Tingia* und andere von fast laubblattartigem Charakter auf. Wichtig ist die Tatsache, daß zu den erlöschenden karbonischen Hauptgruppen in steigendem Maße Gymnospermen hinzutreten, was besonders im Zechstein deutlich wird.

Im euramerischen Gebiet ist *Sphenophyllum* (S. 247) im Rotliegenden noch vorhanden. Die Schachtelhalme (Equisetales, s. 246) sind noch durch *Calamites*

Tafel XXVI, Perm



Erklärung nebenstehend

vertreten; *C. gigas* (Zackenlinie mit ungleichen Zacken) ist für das Rotliegende leitend. In der Gondwana- und Angara-Flora ist noch *Phyllotheca* zu erwähnen, ein kleines, krautartiges Gewächs mit an der Basis scheidig verwachsenen Blättern (Taf. XXVI, 6). Diese Gattung und *Schizoneura* wandern noch in das Oberperm von Nordosteuropa ein.

Die Bärlappgewächse (Lepidophyten, s. S. 247) sind im Schwinden begriffen. Subsigillarien treten im Rotliegenden auf und sind auch aus der Gondwana-Flora bekannt.

Die Pteridophyllen, d. h. Farne im weiteren Sinne (S. 249), sind noch reich vertreten. Es fehlen die Archaeopteriden, und die Sphenopteriden sind selten; *Sphenopteris* im engeren Sinne kommt im Zechstein wieder häufiger vor. Zum mindesten durch eine charakteristische Art sind *Alethopteris (grandini), Neuropteris (planchardi)* und *Linopteris (germari)* vertreten. Sehr häufig sind *Pecopteris* und *Odontopteris*, deren Blütezeit schon im Stefan begann; viele Arten sind mit diesem gemeinsam, einige aber spezifisch für das Rotliegende *(P. pluckeneti, O. osmundaeformis)*.

Außerordentlich wichtig als Leitform sind die Callipterides mit Zwischenfiedern auf den Achsen. *Callipteridium* (mit pecopteridischen Blättern) ist schon im Oberkarbon vorhanden, besitzt aber im Rotliegenden bezeichnende Arten *(C. gigas)*. Wichtiger noch ist die rein permische *Callipteris;* die Art *C. conferta* mit *Alethopteris*-ähnlichen, meist dicht gedrängt stehenden Blättern, ist leitend für das europäische Rotliegende, tritt aber auch in der Angara-Flora auf (Taf. XXVI, 1).

Wichtig sind im Rotliegenden und Kupferschiefer die Bandfarne *(Taeniopteris)*, lange, unzerteilte, band- bis zungenförmige Blätter mit Hauptader und oft fiederigen Nebenadern *(T. jejunata, T. multinervis* im Rotliegenden). Nach GOTHAN sind es Pteridospermen, während die mit dem gleichen Gattungsnamen belegten Formen im Keuper und Jura vermutlich den Cycadeen nahestehen (Taf. XXVI, 4). Auch im Cathaysia-Bereich sind die Bandfarne häufig.

Die Glossopterides sind typische Vertreter der Flora der Südkontinente. Bezeichnend sind die langen, zungenförmigen, an der Basis stark verengten Blätter mit Maschenaderung. Die Gattung *Glossopteris* (mit Mittelader) ist im wesentlichen auf die unteren Schichten der Gondwana-Folge beschränkt (Taf. XXVI, 3). *Gangamopteris* (ohne Mittelader) tritt in den tiefsten Schichten der Gondwana-Formation, aber auch im „Permo-Karbon" des Angara-Landes auf, und beginnt dort vielleicht schon im Oberkarbon (Taf. XXVI, 2).

Eine etwas abweichende Stellung haben: *Noeggerathia* mit *Archaeopteris*-ähnlichen, parallelnervigen Blättern (Taf. XXVI, 5). Sie tritt vor allem in der älteren Gondwana-Flora auf, doch sind verwandte Arten unter dem Namen *Plagiozamites* im Rotliegenden bekannt.

Tafel XXVI (S. 302): Permische Pflanzen

1. *Callipteris;* 2. *Gangamopteris;* 3. *Glossopteris browniana;* 4. *Taeniopteris jejunata;* 5. *Noeggerathia;* 6. *Phyllotheca;* 7. *Walchia (Ernestiodendron) filiciformis;* 8. *Walchia (Lebachia) piniformis;* 9. *Psygmophyllum;* 10. *Baiera digitata;* 11. *Ullmannia bronni.* Abb. 1 bis 5, 7 bis 9, 11 aus GOTHAN 1923; Abb. 6 aus POTONIÉ-GOTHAN 1921.

Gigantopteris hat große, zum Teil gegabelte Blätter mit parallelen, undeutlichen Seitenadern, zwischen denen ein kompliziertes Maschenwerk höherer Ordnung liegt. Die Gattung kennzeichnet das ostasiatische Perm.

Stämme von Pteridophyllen *(Psaronius* und *Caulopteris,* S. 249) sind auch im Rotliegenden bekannt und infolge der Verkieselung oft mit allen Feinheiten der Struktur erhalten (Starsteine).

Von echten **Gymnospermen** sind Cordaiten (S. 252) noch vorhanden. In die Verwandtschaft derselben gehört *Noeggerathiopsis* mit spatelförmigen Blättern, die mehrfach vergabelte Nerven haben. Es ist eine typische Form der Gondwana-Flora, welche aber bis Sibirien und Nordosteuropa vordringt.

Wichtiger sind die ginkgoartigen Gewächse, von denen im Perm die Gattung *Baiera* mit stark zerteilten, schmalen Blättern zu nennen ist. Sie beginnt im Rotliegenden, ist aber besonders im Kupferschiefer *(B. digitata)* bedeutsam (Taf. XXVI, 10). In die Nähe dürften die fächerförmigen Blätter von *Psygmophyllum* gehören, welche in Europa schon früher erscheinen und auch aus der Gondwana-Flora bekannt sind (Taf. XXVI, 9).

Die im Mesozoikum häufigen Pterophyllen *(Cycadophytes)* dürften einen Vorläufer im Rotliegenden besitzen *(Pt. blechnoides).*

Von großer Bedeutung ist schließlich die Zunahme der Coniferen, von denen belaubte Äste, Stammreste und Marksteinkerne vorliegen, welche in die Verwandtschaft der heutigen Araucarien gehören. Wichtig sind:

Walchia, schon im Oberkarbon beginnend, hat ihre Hauptverbreitung im Rotliegenden, kommt aber noch im Kupferschiefer vor. Die Hauptzweige sind fiederig verzweigt, die Seitenzweige tragen dichte, lange oder kürzere Nadeln; *W. (Lebachia) piniformis* (Taf. XXVI, 8) und *W. (Ernestiodendron) filiciformis* (Taf. XXVI, 7) sind die häufigsten Arten. Die Stämme (Marksteinkerne) sind als *Tylodendron* bekannt.

Seit dem Zechstein beherrschen die Coniferen die Flora. *Ullmannia* ist besonders aus dem Kupferschiefer bekannt. Die typische Art *U. bronni* hat kurze, dicht schuppig stehende Nadeln von eiförmiger Gestalt. Nach Weigelt sind einige früher dazu gerechnete Formen als besondere Gattungen abzutrennen *(Strobilifer, Archaeopodocarpus).* Die in Kupfererz erhaltenen Zweige sind als sogenannte „Frankenberger Kornähren" bekannt (Taf. XXVI, 11).

Die Wirbellosen

Etwa 2000 Gattungen mit 10000 Arten und Unterarten sind im Perm bekannt.

Protozoen. Normale, kleinwüchsige Foraminiferen sind im deutschen Zechstein, in der Artinsk-Stufe und an anderen Stellen bekannt, ohne besondere Bedeutung zu erlangen. Dagegen spielen die schon beim Karbon erwähnten großen Fusuliniden (S. 252 und Abb. 89) in den Ablagerungen des offenen Meeres eine große Rolle. Die typische *Fusulina* ist allerdings schon verschwunden; *Triticites* ist im untersten Perm noch vorhanden, nimmt aber bald zugunsten der kugeligen *Schwagerina* ab, welche neuerdings von Dunbar und Skinner aufgeteilt wird (s. auch Abb. 89):

Paraschwagerina (kansaensis) und *Pseudoschwagerina (fusulinoides, princeps),* runde Formen, welche zu *Triticites* und *Fusulina* überleiten, sind besonders im basalen Perm (Sakmara-Stufe, Wolfcamp) vertreten.

Pseudofusulina huecoensis, lutugini), mehr zylindrische Formen, welche ihre Hauptentwicklung über den vorgenannten in der Artinsk-Stufe (bzw. Leonard-Stufe Nordamerikas) haben.

Später erscheinen, besonders in Nordamerika und Asien (Artinsk-Stufe), Formen mit komplizierter Schalenstruktur (mit Dachskelett neben Dachblatt und Wabenwerk), unter denen *Verbeekina, Doliolina, Neoschwagerina, Parafusulina* und *Polydiexodina* genannt seien (Taf. XXVII, 1 bis 4 und Abb. 89). Letztere sind die Riesen der Gruppe, die am Ende des Perms vollständig erlischt. Im obersten Perm treten noch Abkömmlinge von *Neoschwagerina* auf: *Sumatrina* und *Yabeina.*

Korallen. Es sind noch die paläozoischen Gruppen der Rugosen und der Bödenkorallen vertreten und kommen vor allem in der Fazies des offenen Meeres vor. Für die Biostratigraphie gewinnen sie steigende Bedeutung.

Bei den Rugosen lassen sich noch die karbonischen Gruppen der Zaphrentidae und Lonsdaleiidae erkennen. Von den Zaphrentiden, welche nach HERITSCH gerade zum Schluß auffallend einfache Formen aufweisen, seien genannt:

Plerophyllum mit keulenförmig verdickten inneren Septenenden, kurzem Haupt- und Gegenseptum und zwei deutlich unterschiedenen Septengenerationen. Es sind Einzelkorallen von meist hornförmiger Gestalt, von der Artinsk-Stufe bis ins oberste Perm *(Otoceras*-Schichten) reichend (Taf. XXVIII, 6).

Hapsiphyllum. Einzelkorallen von hornförmiger Gestalt ohne Nebengrübchen. Hauptseptum kurz; die 2 Septengenerationen sind deutlich. Der Kelchgrund ist von Stereoplasma erfüllt, in dem aber die Mauerblätter der Septen deutlich hervortreten. Vorwiegend im Oberperm-Chideru und Djoulfa nach HERITSCH (Taf. XXVII, 10). In die Nähe gehört *Bradiphyllum* (Mittleres und Oberes Perm) mit zylindrischen Einzelkelchen.

Amplexocarinia. Einzelkelche von langkonischer Gestalt, schwach gebogen, mit dicker Epithek. Septen kurz, im Inneren verbunden. Von der Artinsk-Stufe bis ins oberste Perm verbreitet (Taf. XXVII, 9).

Polycoelia. Konische Einzelkelche mit 4 großen Primärsepten, welche bis zum Zentrum reichen können. Dazwischen 5 bis 6 Septen 2. Ordnung. Spärliche Böden. Tritt als Seltenheit in Zechstein auf; sonst Artinsk bis Oberperm (Taf. XXVII, 5).

Genannt sei noch *Timorophyllum* aus dem oberen Teil des Unterperm.

Die Lonsdaleiiden schließen an karbonische Formen an:

Wentzelella. Stöcke mit Kelchen verschiedener Größe. Mauer mit dicker Anlagerung von Stereoplasma. Die Septen 1. Ordnung erreichen das Säulchen mit Medianplatte. Vom Schwagerinenkalk bis ins obere Perm (Taf. XXVII, 7).

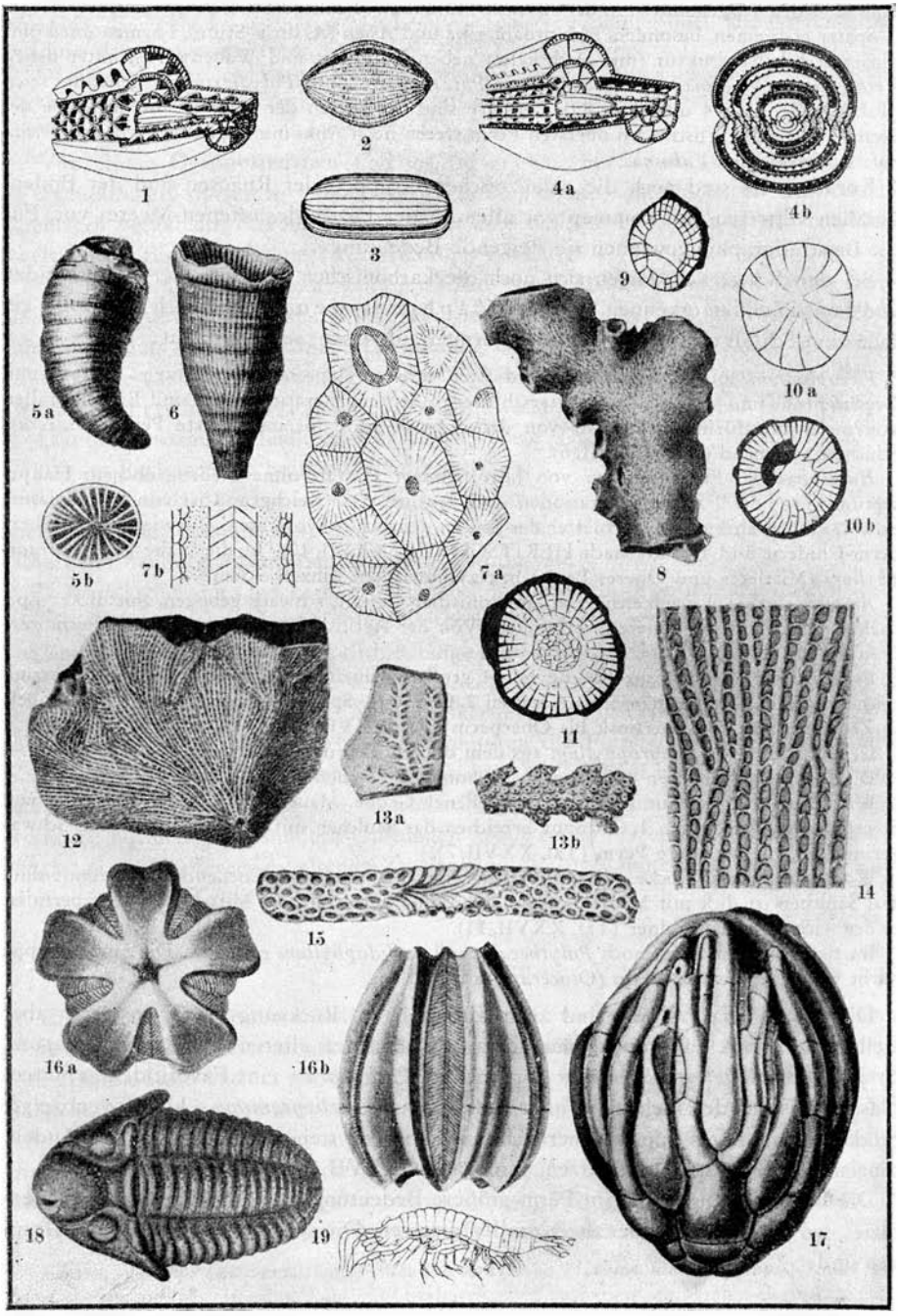
Waagenophyllum. Stöcke mit zylindrischen Kelchen, die durch Coenenchym getrennt sind. Das Säulchen ist dick mit Medianlamelle, die Mauer gerunzelt. Im Mittel- und Oberperm ist es der wichtigste Riffbildner (Taf. XXVII, 11).

Im tieferen Perm seien noch *Polythecalis* und *Stylidophyllum* genannt. Die ganze Gruppe stirbt vor dem obersten Perm *(Otoceras*-Schichten) aus.

Die Bödenkorallen sind zwar allgemein im Rückgang begriffen, treten aber stellenweise (z. B. auf Timor) häufiger auf. Neben den älteren *Michelinia, Aulopora, Syringopora, Chaetetes, Favosites* sind wichtig: *Pachypora* – eine Favositide mit Stereoplasma zwischen den Kelchen (Timor, Salt Range). *Trachypsammia* – kleine, verzweigte Stöckchen mit feingerippter Oberfläche und spärlich stehenden Kelchen, die Andeutungen von Septalstreifen besitzen, Timor (Taf. XXVII, 8).

Die **Bryozoen** gewinnen im Perm größere Bedeutung, insbesondere in der Binnenfazies, wo sie als Riffbildner die Korallen ersetzen. Die spezifisch paläozoischen Gruppen sind:

Tafel XXVII, Perm



Erklärung nebenstehend

Treptostomata. In den röhrenförmig aufwärts wachsenden Zellen treten noch Böden auf, so daß die Trennung von den Tabulaten nicht immer sicher ist. Im Zechstein Europas und Nordindiens ist in dieser Gruppe *Geinitzella (columnaris)* häufig, kriechende oder baumförmig verzweigte Stöckchen aus zylindrischen, peripherisch verdickten Röhren (Taf. XXVII, 15). Die verwandte *Stenopora* geht bis in die Trias hinauf.

Cryptostomata. Hier liegen die Mündungen geschützt an der Innenseite der Kelche. Besonders wichtig ist die im deutschen Zechstein riffbildende *Fenestella (retiformis, geinitzi),* die auch in der Kazan-Stufe auftritt. Die Stöcke sind trichterförmig und bestehen aus fächerig vergabelten Bälkchen, welche außen gerundet sind, innen aber Längsreihen von Poren tragen; zwischen den Ästen liegen Querbälkchen ohne Poren, so daß die Stöcke ein Netz mit rechteckigen Maschen bilden (Taf. XXVII, 12).

Recht häufig sind vom Oberkarbon bis zum Zechstein die in einer Ebene ausgebreiteten Stöcke von *Acanthocladia* (Taf. XXVII, 13) und *Thamniscus* mit kurzen bzw. langen Nebenästen, ferner *Synocladia* (wie *Fenestella,* aber mit unregelmäßigen Poren auf den Querästen. Taf. XXVII, 14). *Protoretepora* (australisches Karbon, indisches Perm) ist der tertiären *Retepora* ähnlich.

Die **Brachiopoden** erleben kurz vor dem Aussterben der paläozoischen Gattungen eine reiche Entfaltung und Spezialisierung. Das gilt besonders für die

Orthokraspedonten, bei denen die Orthiden noch durch *Schizophoria, Rhipidomella* und *Enteletes* (s. bei Karbon S. 257 und Taf. XXII, 1 und 4) vertreten sind. Von Strophomeniden sind noch die älteren Gattungen *Orthothetes, Derbya, Meekella, Streptorhynchus (pelargonatus,* Taf. XXVIII, 1) häufig. *Geyerella* mit kurzem Schloßrand und hoher Area ist spezifisch permisch (Texas, Sosio, Trogkofelkalk).

Von Productiden ist *Chonetes* noch vorhanden, *Productus* häufig.

Unter den feingestreiften *Linoproductus* ist *L. cora* (S. 257) noch vorhanden (Taf. XXII, 10): *L. haemisphaericus* mit geblähter Bauchklappe ist in der Kazan-Stufe häufig.

Pr. semireticulatus (S. 259) geht auch ins Perm hinauf. *Pr. indicus* mit stark eingekrümmtem Wirbel und groben Rippen und Stacheln ist im höheren Perm der Tethys wichtig (Taf. XXVIII, 7). Auch die verwandte *Marginifera* ist noch vertreten (Taf. XXVII, 10). Die bestachelten Formen mit zurücktretender Radialskulptur (*Pr. aculeatus* im Karbon) werden nun häufiger:

Pr. cancriniformis mit konzentrischen Wülsten, schwachen Längsstreifen und auf die Schale gedrückten Stacheln (Hermelinmantel-Struktur) ist vom Oberkarbon bis in die Kungur-Stufe verbreitet (Taf. XXVII, 2).

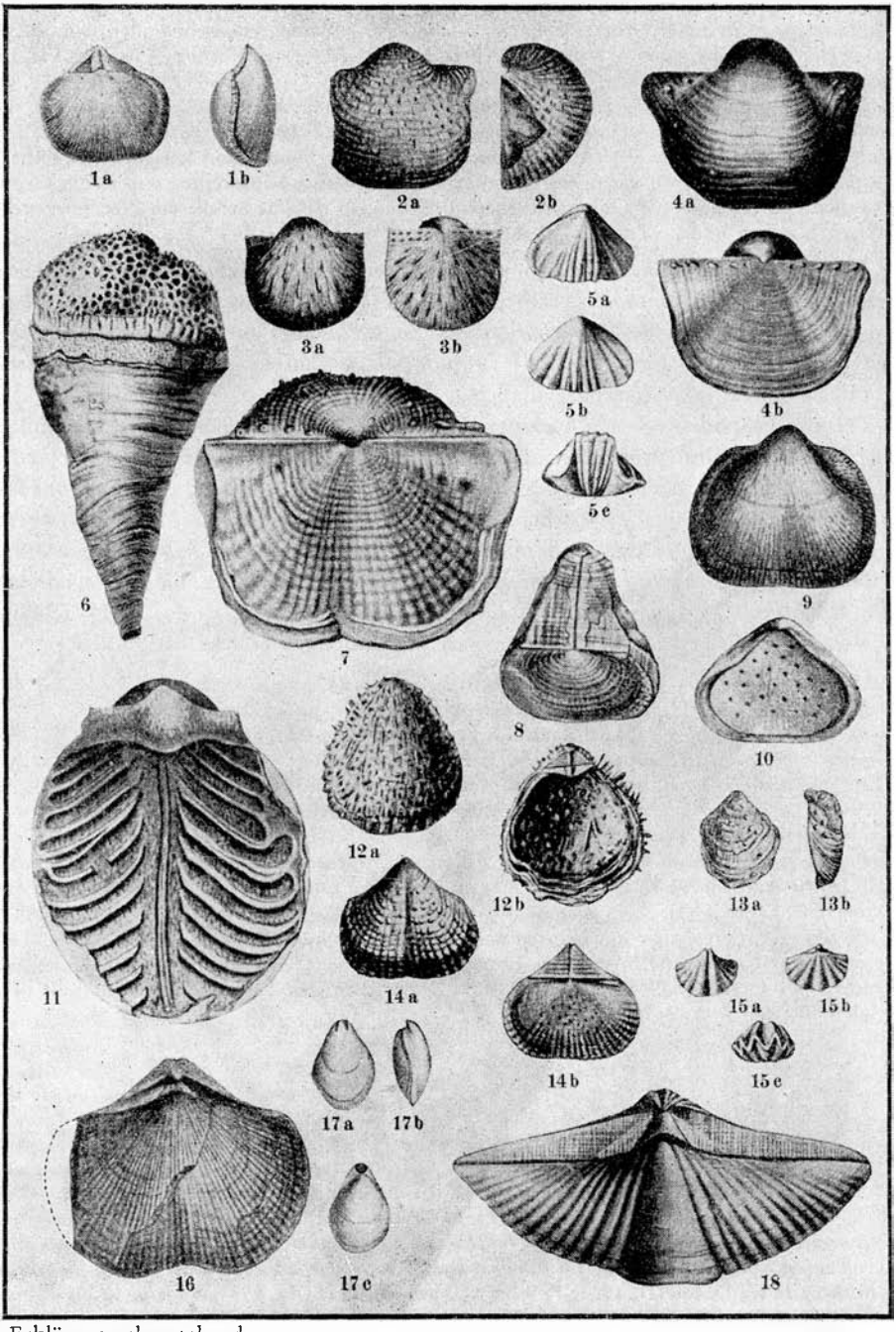
Pr. cancrini steht dem vorgenannten nahe, besitzt aber keine konzentrischen Wülste. Leitform in der Kazan-Stufe Osteuropas. Im tiefsten deutschen Zechstein kommt eine Form vor, welche nach CHABAKOW und H. FREBOLD zwischen den beiden genannten steht (Taf. XXVIII, 3).

Tafel XXVII (S. 306):

Permische Foraminiferen, Korallen, Bryozoen, Echinodermen, Gliedertiere

1. *Parafusulina,* Schema; 2. *Neoschwagerina;* 3. *Doliolina;* 4. *Verbeekina,* a Schema, b Querschnitt; 5 a, b *Polycoelia;* 6. *Plerophyllum;* 7 a *Wentzelella,* b desgleichen Längsschnitt; 8. *Trachypsammia;* 9. *Amplexocarinia;* 10 a, b *Hapsiphyllum;* 11. *Waagenophyllum;* 12. *Fenestella retiformis;* 13 a, b *Acanthocladia;* 14. *Synocladia;* 15. *Geinitzella columnaris;* 16. *Schizoblastus,* a von unten, b von der Seite; 17. *Timorocrinus;* 18. *Neoproetus;* 19. *Gampsonyx fimbriatus.* 1 bis 4 nach WEDEKIND, 1937; 7, 9 bis 11 nach HERITSCH, 1937, 5 bis 6, 12 bis 18 nach GÜRICH–DIENER, 1924.

Tafel XXVIII, Perm



Erklärung nebenstehend

Pr. abichi (Indien, Timor), zu den Fimbriaten gerechnet, hat einen spitzen Wirbel, verlängerte Gestalt, einen schwachen Sinus und zahlreiche Tuberkeln auf der Oberfläche (Taf. XXVIII, 9). In die Nähe gehört *Tschernyschewia* (oberstes Perm) mit kräftigem Medianseptum.

Pr. horridus, die Leitform des deutschen Zechsteins, hat einen langen, in Ohren ausgezogenen Schloßrand, einen deutlichen Sinus und eine glatte Schale mit wechselnder Zahl von Stacheln, die am Schloßrand gehäuft sind (Taf. XXVIII, 4). Als Vorfahre dieser in mehreren Varietäten auftretenden Art betrachtet H. FREBOLD *Pr. timanicus* aus dem russischen Unterperm.

Productiden mit hoher Area. Einige dieser extrem spezialisierten Formen sind überaus bezeichnend.

Aulosteges hat eine hohe Area in der Bauchklappe, einen kräftigen Wirbel und zahlreiche Stacheln. Russischer Zechstein und indisches Perm (Taf. XXVIII, 14).

Strophalosia hat einen aufgewachsenen Wirbel, rundliche oder am Schloßrand in Ohren verlängerte Gestalt und dichte Bestachelung. Deutscher *(S. goldfussi)* und russischer *(S. horrescens)* Zechstein (Taf. XXVIII, 12).

Scacchinella hat eine enorm verlängerte Area, so daß die Form einem Kelch ähnelt. Medianseptum in der Bauchklappe, Schloßfortsatz in der Rückenklappe, Trogkofelkalk, Sizilien (Taf. XXVIII, 8).

Richthofenia geht auf einen ähnlichen Grundbau wie *Scacchinella* zurück. Indessen wird die innere Schale von mehreren Hüllschichten umgeben und im inneren Hohlraum scheiden Querböden den Wohnraum nach unten ab. Die Gestalt ist also korallenartig (Oberperm der Tethys, Taf. XXVIII, 6).

Tegulifera ist in der Jugend ein normaler *Productus*, der später durch Überwachsung mit Hüllschichten ebenfalls einem Korallenkelch ähnlich wird; die Area bleibt aber niedrig. Trogkofelkalk (Taf. XXVIII, 13).

Oldhaminidae. Diese vollkommen aberrante Gruppe ist auch am ehesten an *Productus* anzuschließen. Die Schalen sind dünn und die Bauchklappe ist entweder gewölbt mit langem Schloßrand oder flach und dreieckig. Der Wirbel besitzt eine Hüllschicht. Im Inneren liegt ein Medianseptum und fiederförmig zu diesem stehen Seitensepten. Die Rückenklappe ist ein fiederförmig zerschlitztes flaches Gitter, dessen Maschen genau zwischen die Septen der Bauchklappe passen. Die bei der festsitzenden Lebensweise notwendige Versteifung ist also nicht durch Schalenverdickung, sondern durch das Sperrwerk der Septen erreicht. In den Interseptalräumen müssen die verzweigten Arme gelegen haben (Taf. XXVIII, 11).

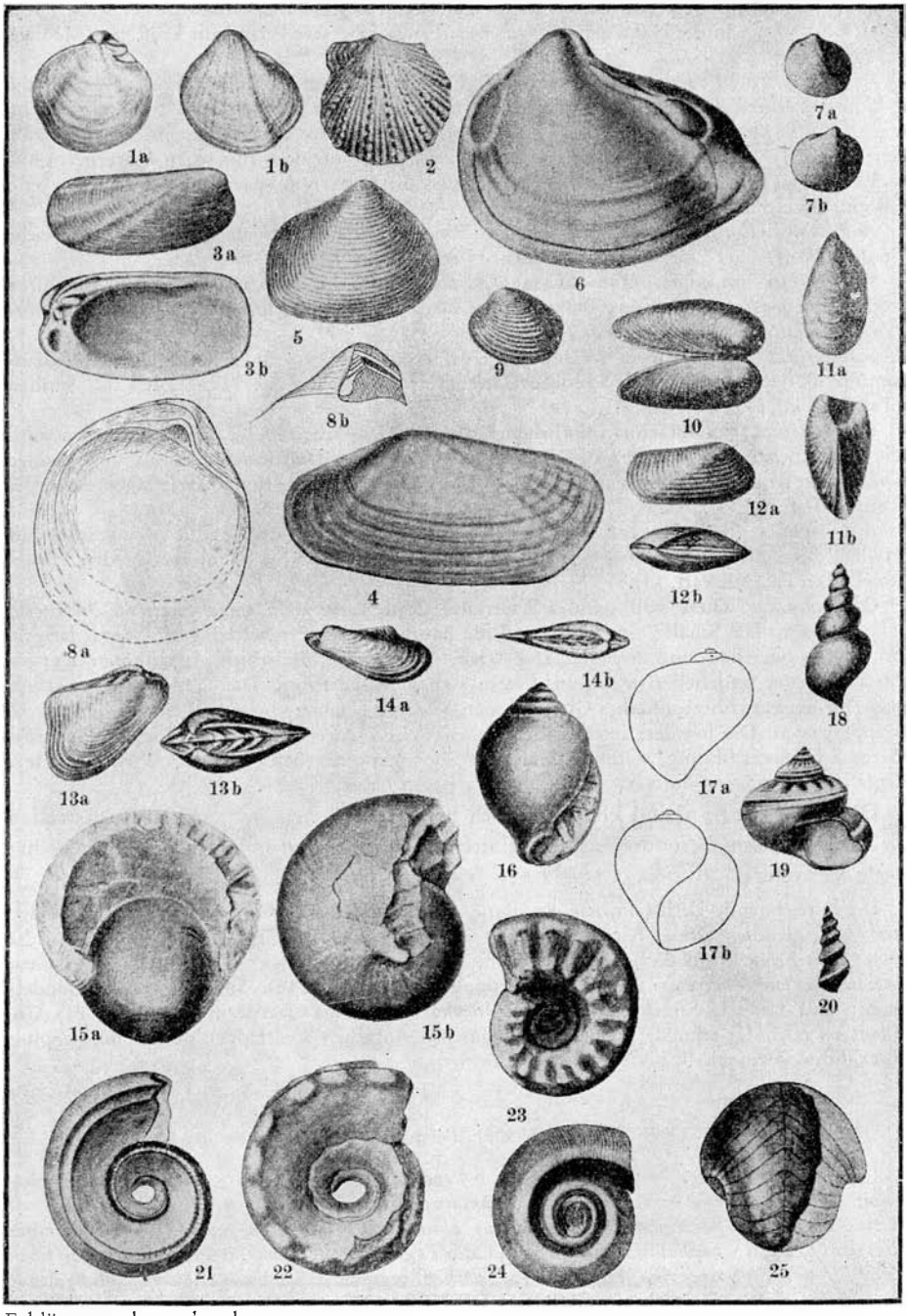
Die Spiriferen sind ebenfalls noch häufig, so *Reticularia* mit Anwachsstreifen und die im Perm besonders großen glatten Martinien. *Spirifer* im engeren Sinne hat viele Vertreter:

Die bezeichnende Zechsteinform *Sp. alatus* (Taf. XXVIII, 18) mit breitem glattem Wulst, einfachen, ziemlich dicken Rippen und gestreckter Gestalt schließt wohl an die karbonische *convolutus*-Reihe an (S. 259). *Sp. wynnei* mit Spaltrippen (Artinsk), Trogkofelkalk, Sizilien, Indien) ist ein Vertreter der *striatus*-Gruppe (Taf. XXVIII, 16), *Sp. fasciger* mit Bündelrippen und Anwachs-Streifen reicht vom Oberkarbon bis ins Oberperm (Taf. XXII, 21). Genannt sei noch der schmale hohe *Sp. tibetanus* mit einfachen Spaltrippen und ziemlich hoher Area (Schwagerinenkalk bis Trogkofelkalk).

Tafel XXVIII (S. 308): Permische Brachiopoden

1 a, b *Streptorhynchus pelargonatus;* 2 a, b *Productus cancriniformis;* 3 a, b *Productus cancrini;* 4 a, b *Productus horridus;* 5 a, b, c *Camarophoria schlotheimi;* 6. *Richthofenia;* 7. *Productus indicus;* 8. *Scacchinella;* 9. *Productus abichi;* 10. *Marginifera typica;* 11. *Oldhamina decipiens;* 12 a, b *Strophalosia goldfussi;* 13 a, b *Tegulifera deformis;* 14 a, b *Aulosteges tibeticus;* 15 a bis c *Spiriferina cristata;* 16. *Spirifer wynnei;* 17 a bis c *Dielasma elongatum;* 18. *Spirifer alatus.* Sämtlich aus GÜRICH-DIENER, 1927.

Tafel XXIX, Perm



Erklärung nebenstehend

Durch eine glatte Schale bei abnorm langem Schloßrand ist die spezifisch permische *Comelicania* des Bellerophonkalkes ausgezeichnet. An *Spiriferella* (S. 259) schließt vielleicht der asiatische *Sp. rajah* mit Bündelrippen und Netzskulptur, aber ohne Punktierung an. *Spiriferina* endlich ist auch noch häufig und geht ins Mesozoikum weiter (Taf. XXVIII, 15).

Bezeichnend ist, daß auch in diesem Stamm kurz vor dem Ende zahlreiche Variationsrichtungen auftreten, so vor allem die starke Verlängerung des Schloßrandes und der Area, Spaltung der Rippen und schließlich Vereinfachung (Abbau) der Skulptur.

Bei den Sphenokraspedonten treten keine neuen Typen auf; *Camarophoria* mit Medianseptum und Seitenleisten, mit Sinus und einfachen Rippen hat Leitformen im Zechstein *(C. schlotheimi)* und in der Kazan-Stufe (Taf. XXVIII, 5). *Rhynchonella* ist durch mehrere Untergattungen vertreten *(Pugnax, Uncinulus, Rhynchopora).*

Das gleiche gilt für die Toxokraspedonten. Die helicopegmate Gruppe (S. 260) enthält dieselben Gattungen wie im Karbon *(Spirigera, Athyris* und *Retzia).* Auch bei den *Ancylopegmata* (Terebratuliden) steht die karbonische *Dielasma (sacculus, elongatum*-Zechstein) im Vordergrund (Taf. XXVIII, 17). Erwähnt sei noch *Notothyris (Centronella)* mit schwachen Schalenfalten und Medianplatte zwischen den kurzen Schleifen.

Zusammenfassend sei bemerkt, daß die im Karbon eingeschlagenen Entwicklungswege der Orthokraspedonten weiter verfolgt werden, aber dann zum Aussterben führen. Die schon früher abgezweigten Spheno- und Toxokraspedonten bleiben gleichsam undifferenziert, um erst später größere Entfaltung zu erreichen.

Die biostratigraphische Rolle des Stammes, welche vor allem zwischen kaledonischer und variscischer Faltung lag, ist mit dieser „konsequenten Reaktion" auf die Bionomie des Jungpaläozoikums überhaupt beendet.

Muscheln. In der Binnenmeerfazies des Perm sind Muscheln häufiger als Brachiopoden, insbesondere in der litoralen Zone; sie ertragen auch länger die in diesen Becken oft einsetzende Übersalzung. Das Gesamtgepräge der Muschelfauna trägt neue „mesozoische" Züge.

Unter den Anisomyariern sind einige Aviculiden wichtig, welche durch symmetrischen Umriß und schärfer abgesetzte Ohren gleichsam zu dem (auch schon vertretenen) *Pecten* überleiten. Das gilt sowohl für die permischen Arten der älteren Gat-

Tafel XXIX (S. 310): Permische Muscheln, Schnecken und Nautiloideen

1 a, b *Eumicrotis speluncaria;* 2. *Eumorphotis kasanensis;* 3 a, b *Pleurophorus costatus;* 4. *Solemya biarmica;* 5. *Schizodus truncatus;* 6. *Schizodus obscurus;* 7 a, b *Lima permiana;* 8 a *Eurydesma;* 8 b Desgleichen Schloß, rechte Klappe; 9. *Astarte permocarbonica;* 10. *Edmondia elongata;* 11 a, b *Liebea hausmanni;* 12 a, b *Allorisma elegans;* 13 a, b *Bakewellia antiqua;* 14 a, b *Bakewellia ceratophaga;* 15 a, b *Bellerophon jacobi;* 16. *Macrochilina;* 17 a, b *Naticopsis;* 18. *Loxonema altenburgense;* 19. *Pleurotomaria verneuili;* 20. *Murchisonia biarmica;* Permokarbonische Nautiloideen: 21. *Coelonautilus,* Karbon; 22. *Temnocheilus,* Karbon und Perm; 23. *Pleuronautilus,* Karbon und Perm; 24. *Discites,* Karbon; 25. *Ephippioceras,* Karbon. 1 bis 7, 9 bis 20 aus GÜRICH-DIENER, 1927; 21 bis 25 aus GÜRICH-SCHMIDT, 1929.

tung *Aviculopecten* mit radial gestreifter Schale, als auch für die stark verzierte, ungleichklappige *Oxytoma* (Kazan-Stufe) und die glatte *Streblopteria* mit fast gleichen Ohren (Zechstein). Leitend für den Zechstein ist die ungleichklappige *Pseudomonotis* mit Gitterskulptur; die deutsche Art *P. (Eumicrotis) speluncaria* hat ein verkümmertes Vorderrohr; bei der russischen *P. (Eumorphotis) kasanensis* ist es größer (Taf. XXIX, 1 und 2).

Im Perm beginnen auch die langgestreckten, verquerten Perniden (= Isognomoniden) mit dem Ligament in einzelnen Gruben der großen Schloßplatte. Die Gattung *Bakewellia* des Zechsteins unterscheidet sich durch den Besitz von Leistenzähnen und Ohren von der triadischen *Gervillcia* (Taf. XXIX, 13, 14). Auch Pinniden und *Lima* (Taf. XXIX, 7) sind vertreten. Abseits steht *Liebea*, die an *Myalina* des Karbons anschließt, eine hohe, konzentrisch gestreifte, ungleichklappige Gattung mit kleinem hinterem und fast fehlendem vorderem Ohr. Sie erinnert an *Aucella* und *Mytilus*. *L. hausmanni* persistiert am längsten im versalzenden Zechsteinmeer (Taf. XXIX, 11).

Homomyaria. Unter der schon früher vorhandenen Taxodonten ist *Nuculana (Leda)* mit gebogenem Schloßrand im Zechstein häufig *(N. speluncaria)*. Von Heterodonten sei daselbst *Pleurophorus* genannt, mit querverlängerter Schale, auf der mehrere Rippen schief nach hinten ziehen (Taf. XXIX, 3).

In der glaziären Fazies der Südkontinente ist *Eurydesma* leitend, eine große rundliche Muschel mit stark verdicktem, nach vorne gezogenem Wirbel; die rechte Klappe hat einen großen Zahnzapfen, die linke eine entsprechende Grube; eine lange Ligamentfurche ist vorhanden (Taf. XXIX, 8). Wichtig ist der schon früher auftretende *Schizodus* mit gespaltenem Dreieckszahn in der linken Klappe und zwei ihn umfassenden, divergierenden Zähnen der rechten Klappe. *Sch. obscurus* ist die wichtigste Leitform des deutschen Zechsteins und des englischen Magnesian Limestone und tritt auch in der russischen Kazan-Stufe auf. Er ist der Vorfahre der späteren Myophorien und Trigonien (Taf. XXIX, 5, 6).

Unter den Desmodonten sind *Edmondia* (Taf. XXIX, 10), *Solemya* (Taf. XXIX, 4) und *Allorisma* (Taf. XXIX, 12, mit diagonalem Kiel, konzentrisch gestreift) im Zechstein häufig.

Gastropoden. Recht wichtig sind die symmetrisch eingerollten Bellerophonten mit Schlitzband (Untergattungen *Euphemus, Bucania, Stachella)*. Sie sind besonders in den alpinen Bellerophonschichten häufig, aber auch in der Kazan-Stufe und in Indien bekannt (Taf. XXIX, 15); auch *Pleurotomaria* und *Murchisonia* sind unselten (Taf. XXIX, 19, 20). Von anderen *Aspidobranchia* sei *Naticopsis* mit niedrigem Gewinde und stark aufgeblähter letzter Windung genannt (Taf. XXIX, 17). Zu den Ctenobranchia sind die turmförmige *Loxonema* (Zechstein) und *Macrochilina* (Salt Range) zu rechnen (Taf. XXIX, 18, 16).

Erwähnt sei das massenhafte Auftreten der Conularien in den marinen Lagen der Kaltwasser-Serien auf den Südkontinenten. Sie sind sonst nur im Silur (s. S. 171) häufig.

Cephalopoden. Auch hier sind die Nautiloideen durch *Orthoceras* und *Nautilus* vertreten, bei letzterem sind die Untergattungen *Temnocheilus* und *Pleuronautilus* häufiger (Taf. XXIX, 22, 23).

Die Ammonoideen sind wohl durchweg an karbonische Gattungen anzuschließen, erleiden aber eine grundlegende Umgestaltung der Sutur im Sinne einer oft recht bedeutenden Zunahme der Lobenzahl und im Sinne einer fortschreitenden Zerschlitzung, welche an den externen Hauptelementen beginnt, dann aber nacheinander auch die Seitenelemente auf den Nabel zu fortschreitend ergreift. Dabei beginnt die Zerschlitzung am Lobengrund und schreitet gegen die Sättel fort.

WEDEKIND unterscheidet auf dieser Grundlage vier Stadien, die aber nicht eine unmittelbare Verwandtschaft ausdrücken, da sie bei verschiedenen Linien wiederkehren:

Basalstufe: Lobengrund zerschlitzt, nur am Außensattel greift die Zerschlitzung höher hinauf *(Properrinites)*.

Perrinites-Stufe: Lobengrund meist dreizackig, bei einigen wird die Zerschlitzung der gesamten Sättel erreicht.

Waagenoceras-Stufe: Ähnlich, aber mit mehrzackigem Lobengrund.

Cyclolobus-Stufe: Auftreten von aberranten Typen bei Persistenz von älteren. So gehen *Medlicottia* aus der Basalstufe, *Stacheoceras* aus der *Perrinites*-Stufe bis zur oberen Permgrenze hindurch. Das Oberperm wird in *Timorites*- und *Cyclolobus*-Unterstufe geteilt.

Bezeichnend gegenüber den Triasammonoideen ist die grobblättrige (makrophylle) Zerschlitzung, wobei jeder Sattel in einem breiten Blatt endet (monophyll). Ein anderes unterscheidendes Merkmal der Permammoniten ist der Mangel an echter Skulptur (Rippen und Knoten), wodurch sie noch den Goniatiten nahestehen. Man kann folgende Gruppen unterscheiden:

I. *Prolecanitidae* (s. Karbon, S. 261). Unmittelbar an den älteren Typus schließt der mittelpermische *Daraelites* an, eine glatte Form mit rundlichen Windungen und ziemlich weitem Nabel. Kennzeichnend gegenüber den älteren Vertretern ist die sehr feine Zähnelung des ersten Seitenlobus (Taf. XXX, 4). Die übrigen Formen lassen sich an *Pronorites* (S. 262) anschließen, den wir auch als zu den Prolecanitiden (im weiteren Sinne) gehörend betrachten und der noch im Perm auftritt. Die Nachfahren zeigen folgende Entwicklungstypen:

1. *Parapronorites* behält die glatte rundliche Schale mit zum Schluß verengtem Nabel bei. Der erste Seitenlobus hat aber neben 2 Hauptzacken noch 2 Nebenzacken, und die weiteren Seitenloben sind zum Teil zweispitzig. Im Perm Siziliens häufig (Taf. XXX, 7). Vielleicht ist der später zu besprechende *Popanoceras* hier anzuschließen.

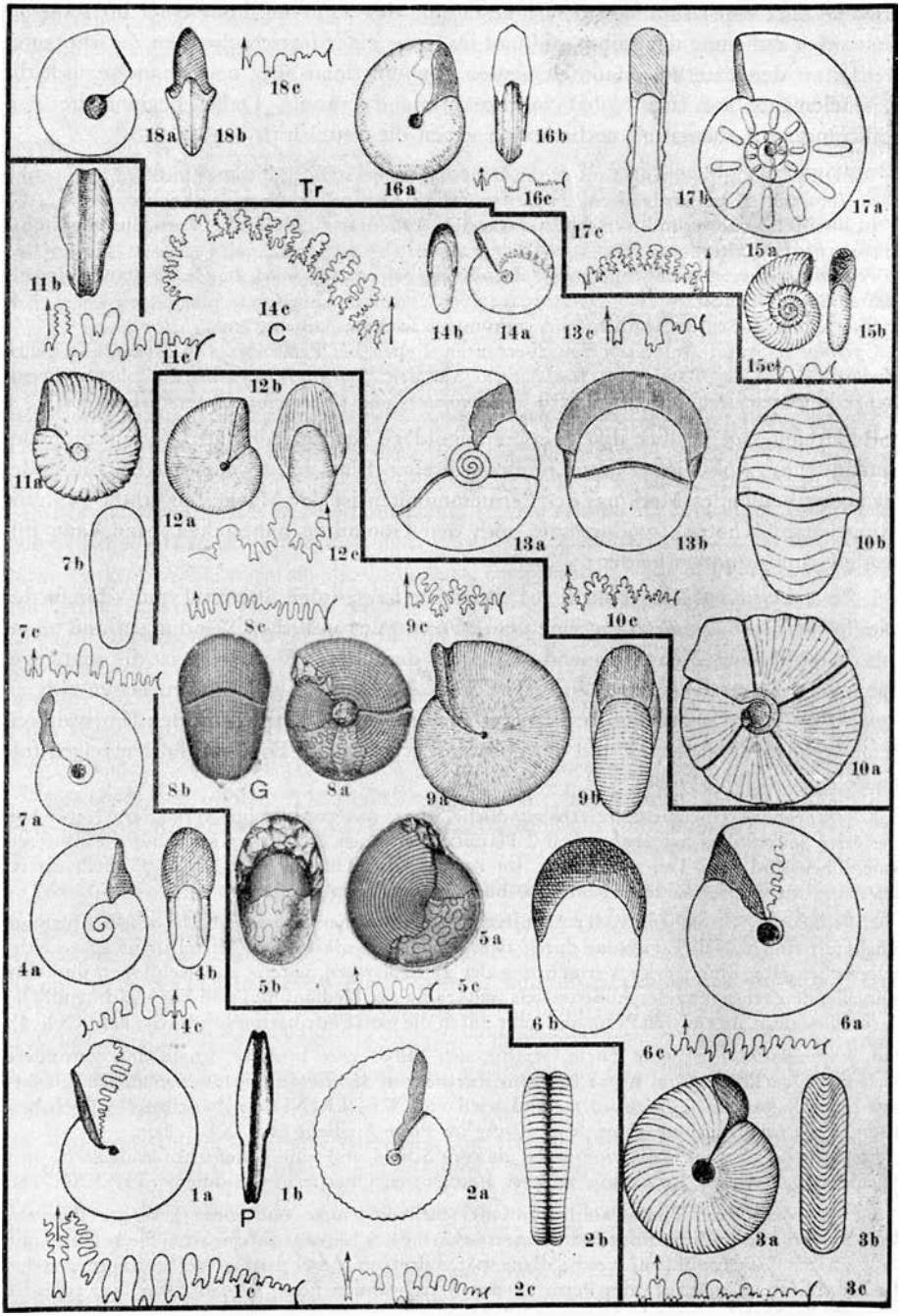
2. *Medlicottia* (einschließlich der primitiven *Artinskia*) hat eine sehr flache scheibenförmige Schale mit engem Nabel und eine durch zwei scharfe Seitenkiele und Mittelfurche ausgezeichnete Außenseite. Eine starke Vermehrung der zweispitzigen Seiten- und Kehlloben und eine weitgehende Zerlappung des Außensattels (senkrecht zur Medianlinie) sind kennzeichnend. Die Gattung beginnt im tiefsten Perm und geht durch die ganze Formation hindurch (Taf. XXX, 1).

3. *Propinacoceras* ist eine Form, welche sich durch eine breitere Schale und gerundete Kiele mit Querkerben und schwacher Innenfurche von *Medlicottia* unterscheidet. Die Lobenlinie ist einfacher als bei *Medlicottia* und wird von WEDEKIND als Zwischenglied zwischen dieser und *Pronorites* betrachtet. Sehr häufig im Perm Siziliens (Taf. XXX, 2).

Episageceras hat ebenfalls eine etwas dickere Schale und eine abgeflachte Außenseite mit fadenförmigen Kielen. Lobenlinie wie bei *Medlicottia*. Oberperm Ostindiens (Taf. XXX, 11).

4. *Popanoceratidae*. Diese Familie umfaßt scheibenförmige und mehr geblähte Formen, deren Lobenlinie im Laufe des Perm eine raschere Entwicklung durchmacht. Sie beginnt mit zweizackigen Lobengründen, welche dann später drei- und mehrzackig werden. Ferner steigt die Zerschlitzung im Laufe des Perm an den Sattelwänden hoch, so daß schließlich typische monophylle Sättel zustande kommen. *Popanoceras* ist schlank scheibenförmig, mit feiner

Tafel XXX, Perm



Erklärung nebenstehend

Schalenskulptur und seltenen Steinkernfurchen. Häufig in der Artinsk-Stufe (Taf. XXX, 3). *Stacheoceras* ist gebläht, glatt, aber mit zahlreichen Varices. Besonders in Sizilien und auf Timor häufig (Mittelperm vorwiegend). Taf. XXX, 6.

Nach WEDEKIND ist die Gruppe von den Prolecanitiden abzuleiten, insbesondere von *Pronorites* und *Propinacoceras*.

5. Als besondere Gruppe der *Cyclolobidae* faßt DIENER gewisse Formen mit rundlicher Gestalt und stärker zerschlitzter, ammonitischer Lobenlinie zusammen. Es handelt sich möglicherweise um iterative Abzweigungen von den einzelnen *Stacheoceras*-Stadien:

Perrinites. Enggenabelt, glatt, mit Radialfurchen auf dem Steinkern. Lobenlinie total gezackt; Lobenenden spitz, Externsattel in zwei etwas unsymmetrischen Blättern endend. Mittelperm, Texas (Taf. XXX, 10). Eine etwas primitivere Form *Properrinites* ist für das amerikanische Unterperm bezeichnend. *Hyattoceras* mit geschlossenem Nabel ist dem vorigen ähnlich: zweiblättriger Außensattel, die übrigen Sättel monophyll, stark gezackt; die Lobengründe stark zerschlitzt. Sizilien (Taf. XXX, 9). *Waagenoceras* ist eine ebenfalls geblähte Form mit tiefem Nabel, glatt oder mit feiner Radialskulptur; deutliche Steinkernfurchen; die Lobenlinie ist total gezackt und ausgesprochen monophyll auch im Außensattel, die Lobengründe sind vielzackig; Sizilien (Taf. XXX, 13). *Cylolobus* mit glatter oder von gekrümmten Streifen bedeckter Schale und Einschnürungen auf der Wohnkammer, hat die komplizierteste Lobenlinie der Permammoniten; auffallend ist die starke Krümmung ihres Gesamtverlaufes; zahlreiche Seitenloben; die Lobengründe sind breit und mehrspitzig. Oberperm Ostasiens (Taf. XXX, 14).

II. Die Goniatitidae (= Glyphioceratidae) (s. S. 262) lassen folgende Gruppen erkennen:

1. Die karbonischen Formen (s. S. 262) mit einfacher, d. h. ungezackter Lobenlinie, wie *Goniatites, Gastrioceras, Uraloceras, Paralegoceras, Metalegoceras, Schistoceras* leben im Artinsk des Urals und im Perm von Sizilien, Timor und Westaustralien fort.

2. *Thalassoceras* sind sehr enggenabelte, glatte oder feinberippte Formen mit wenigen, aber tief zerschlitzten Loben und monophyllen Sattelenden. Vielleicht führt eine Reihe von *Anthracoceras* (s. S. 262) zu dieser Gattung des sizilischen Perms (Taf. XXX, 12).

III. *Agathiceras* und *Adrianites.* Äußerlich gesehen, handelt es sich um ähnliche Formen von geblähten Gehäusen mit sehr engem oder geschlossenem Nabel, mit Spiralstreifen und inneren Schalenleisten, die auf dem Steinkern als Furchen erscheinen (Varices). Die Lobenlinie ist verhältnismäßig einfach. PLUMMER & SCOTT vereinigen diese Formen mit *Proshumardites* und glaubten sie auf *Cheiloceras* zurückführen zu können. SCHINDEWOLF sieht in ihnen selbständige Familien, die auch miteinander nicht näher verwandt sind. Auch die morphologische Ähnlichkeit mit den triadischen *Arcestidae* beruht nach ihm auf Konvergenz.

Agathiceras hat einen tief gespaltenen Außenlobus und drei spitz endigende Seitenloben. Auffallend ist, daß der Sipho bei den inneren Windungen der Internseite genähert ist und erst später an die Externseite wandert. SCHINDEWOLF denkt daher an einen Zusammenhang mit den Clymenien. Unter- und Mittelperm; Sizilien, Ural, Timor, Texas (Taf. XXX, 5).

Tafel XXX (S. 314): Permische Ammoneen

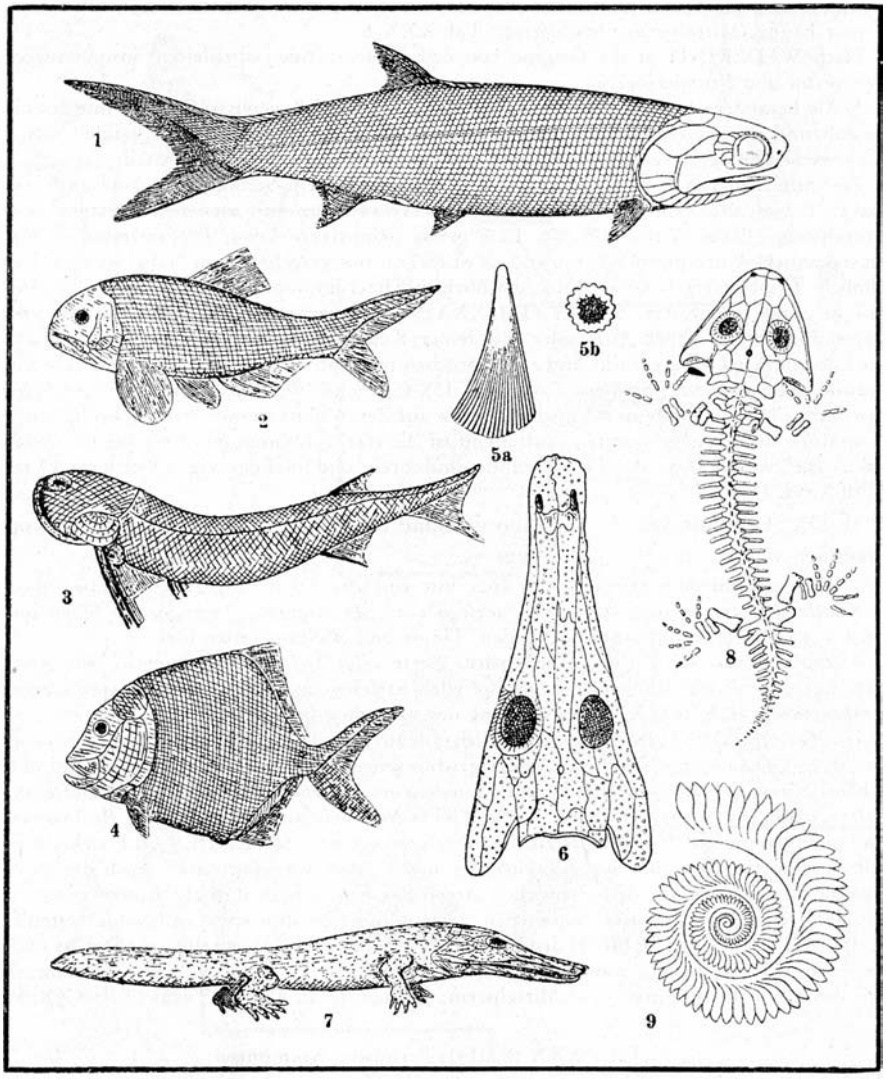
1 bis 6. Unterperm: 1 a bis c *Medlicottia orbignyana;* 2 a bis c *Propinacoceras beyrichi;* 3 a bis c *Popanoceras indo-australicum;* 4 a bis c *Daraelites meeki;* 5 a bis c *Agathiceras suessi;* 6 a bis c *Stacheoceras timorense.*

7 bis 13. Mittelperm: 7 a bis c *Parapronorites;* 8 a bis c *Adrianites;* 9 a bis c *Hyattoceras;* 10 a bis c *Perrinites vidriensis;* 11 a bis c *Episageceras noetlingi;* 12 a bis c *Thalassoceras;* 13 a bis c *Waagenoceras stachei.*

14 bis 18. Oberperm: 14 a bis c *Cyclolobus oldhami;* 15 a bis c *Paraceltites hoeferi;* 16 a bis c *Hungarites raddei;* 17 a bis c *Xenodiscus;* 18 a bis c *Otoceras.*

Die Stämme: P — *Prolecanitidae,* G — *Goniatitidae,* C — *Cyclolobidae,* Tr — Triasvorläufer. 5 und 8 nach SCHINDEWOLF.

Tafel XXXI, Perm



Tafel XXXI: Permische Fische und Amphibien

1. *Palaeoniscus freieslebeni,* nach JAEKEL, 1/2 nat. Gr.; 2. *Amblypterus,* 1/4 nat. Gr.; 3. *Acanthodes,* 1/4 nat. Gr.; 4. *Platysomus gibbosus,* 1/6 nat. Gr.; 5 a Zahn von *Archegosaurus decheni;* 5 b desgleichen Querschnitt; 6. *Archegosaurus decheni,* Schädeldecke, etwa 1/3 nat. Gr.; 7. desgleichen Rekonstruktion nach JAEKEL; 8. *Branchiosaurus,* nat. Gr.; 9. Zahnapparat von *Helicoprion,* 1/4 nat. Gr.

Adrianites hat eine größere Zahl von Seitenloben und mehrere Innenloben. Die Lage des Sipho ist normal. Vorwiegend Mittelperm; Sizilien, Ural, Texas, Timor (Taf. XXX, 8).

IV. Triasvorläufer (Celtidae und Meekoceratidae). Diese Gruppen erscheinen ganz spärlich im Mittelperm, sind aber später häufig. Zweifellos haben sie mit den genannten spezialisierten Ammonoideen nichts Direktes zu tun und stellen den Beginn einer neuen Entwicklung dar. Das zeigt sich an der Lobenlinie, welche zwar weniger Elemente, aber die typisch ceratitische Zackung besitzt.

Zu den Celtiten (s. Trias) stellt DIENER den kleinen scheibenförmigen *Paraceltites* aus Sizilien; er besitzt einfache Rippen, nur zwei Seitenloben und einen ungeteilten Außenlobus (Taf. XXX, 15).

Bei den Meekoceratiden sind zu erwähnen: *Paralecanites* — wie *Paraceltites*, aber glatt und mit Mediansattel, Bellerophonkalk bis scythische Stufe der Südalpen. *Xenodiscus* – flach mit weitem Nabel, kräftige Rippen, Mediansattel, zwei Seitensätteln; Loben ceratitisch gezackt; oberer Productuskalk Indiens (Taf. XXX, 17). Ähnlich, aber unberippt ist *Xenaspis* (Oberperm — Scythisch). *Hungarites*. Kennzeichnend ist der dachförmige Kiel auf der Außenseite. Gehäuse scheibenförmig, Nabel eng. Zwei Seitenloben, ceratitisch zerschlitzt; im Oberperm glatt, in der Trias berippt (Taf. XXX, 16). *Otoceras* ähnlich, aber mit Auftreibung am Nabelrand; kennzeichnend für die Perm-Trias-Grenze (Taf. XXX, 18).

Arthropoden. Ostrakoden und Phyllopoden sind in dem kontinentalen Perm häufig. Von Trilobiten treten nur noch Proetiden spärlich auf, und zwar mit den karbonischen Gattungen *Griffithides, Brachymetopus, Phillipsia, Ditomopyge* und mit dem neuen *Neoproetus* (Timor, Sizilien) mit dreieckigem Kopfschild, vorne kugelig erweiterter Glabella und glatten Pleuren (Taf. XXVII, 18). Merostomen sind im Rotliegenden und im kontinentalen Perm Osteuropas bekannt. Daneben erscheinen höhere Krebse: Amphipoden sind im Mittelrotliegenden durch den geradezu leitenden *Gampsonyx* vertreten (Taf. XXVII, 19); von Decapoden sind jedenfalls Langschwänze (Macruren) bekannt, vielleicht auch schon, wenn auch sehr selten (Sizilien) kurzschwänzige Brachyuren.

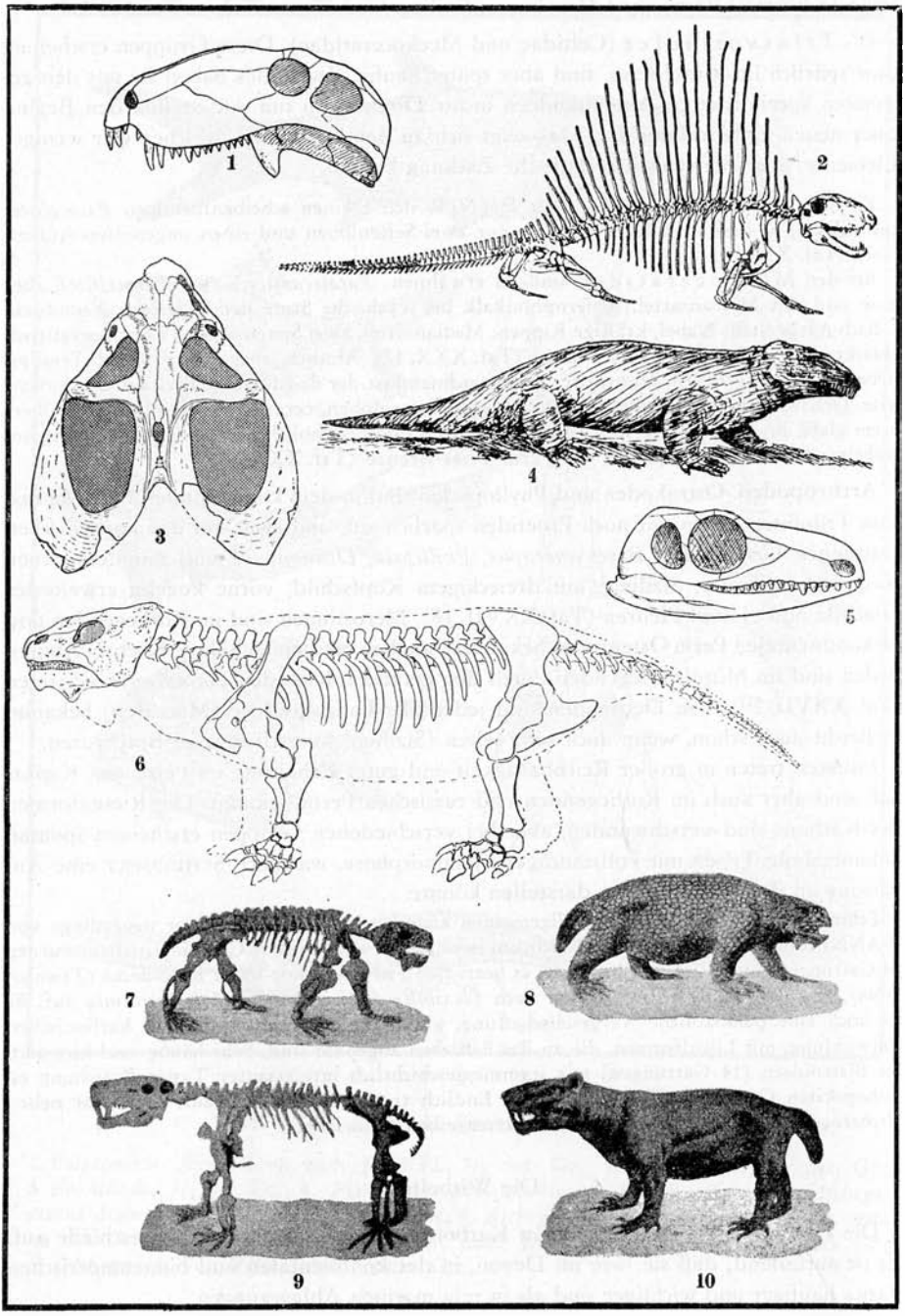
Insekten treten in großer Reichhaltigkeit und guter Erhaltung im Perm von Kansas auf, sind aber auch im Rotliegenden und russischen Perm bekannt. Die Riesenformen des Karbons sind verschwunden, aber bei verschiedenen Gruppen erscheinen spontan holometabole Typen mit vollständiger Metamorphose, was nach SCHUCHERT eine Anpassung an das Trockenklima darstellen könnte.

Echinodermen treten zwar im allgemeinen zurück, sind aber auf Timor neuerdings von WANNER in früher ungeahntem Reichtum beschrieben worden. Von Crinoideen allein wurden 94 Gattungen mit 240 Arten bekannt; es herrschen Fistulaten mit fester Kelchdecke *(Timorocrinus*, Taf. XXVII, 17), doch treten auch *Flexibilia (Platycrinus)* und *Larviformia* auf. Es ist noch eine paläozoische Vergesellschaftung, gleichsam ein Endstadium der karbonischen Entwicklung, mit Lokalformen, die an das Riffleben angepaßt sind. Sehr häufig sind hier auch die Blastoideen (14 Gattungen) mit stammesgeschichtlich interessanter Typen-Beziehung zu dichoporiten Cystideen (Taf. XXVII, 16). Endlich treten auch Seeigel auf, und zwar neben *Archaeocidaris* echte Echiniden mit 20 Plattenreihen *(Miocidaris)*.

Die Wirbeltiere

Die **Fische** weisen gegenüber dem Karbon keine grundlegenden Unterschiede auf. Es ist auffallend, daß sie, wie im Devon, in der kontinentalen und binnenmeerischen Fazies häufiger und wichtiger sind als in rein marinen Ablagerungen.

Tafel XXXII Perm



Erklärung nebenstehend

Bei den Elasmobranchiern (Knorpelfischen) liefern die Proselachier (mit endständigem Mund und mehrspitzigen Zähnen) die Gattung *Pleuracanthus* mit langem, gezahntem Nackenstachel und zweispitzigen Zähnen, die im Mittelrotliegenden häufig ist *(P. decheni)*.

Die echten Selachier mit ventral gelagerter Mundöffnung sind im Kupferschiefer nicht gerade selten. Sowohl Haie *(„Hybodus", Acrodus ?, Wodnika)* als auch rochenähnliche Formen *(Janassa)* sind bekannt, letztere durch flache, dachziegelförmige Zähne gekennzeichnet. Hierher werden auch die rätselhaften Edestiden gestellt, welche eine spiral angeordnete Zahnfolge („Kreissäge" nach SCHMIDT) in der Mitte des Unterkiefers besaßen; die Gattung *Helicoprion* ist eine Leitform der Artinsk-Stufe Osteuropas (Taf. XXXII, 9). Sie soll nach WHEELER und TEICHERT auch im Perm von Nordamerika und Westaustralien vorkommen.

Die *Acanthodes* mit feiner Beschuppung, bajonettförmigen Flossenstacheln und überzähligen Flossen zwischen Brust- und Bauch-Flossen sind schon seit dem Silur bekannt und im Rotliegenden als ganze Skelette nicht selten (Taf. XXXI, 3).

Bei den höheren Teleostomen (Fische mit endständigem Mund) sind die Crossopterygier im Rückzuge begriffen *(Coelacanthus* im Rotliegenden). Auch Dipnoer (Lungenfische) sind selten. Eine größere Bedeutung haben die Actinopterygier (paarige Flossen mit mehreren Stacheln an einem Gürtel ansitzend) und unter diesen die *Chondrostei* mit Schmelzschuppen und knorpeligem Skelett, d. h. mit noch primitiven Merkmalen. Es sind das vor allem die heterocerken (Wirbelsäule in den oberen Lappen der Schwanzflosse verlängert) Ganoiden (Schmelzschupper) mit vier wichtigen Gattungen: *Amblypterus* (Taf. XXXI, 2, mit glatten Schuppen, Rotliegendes), *Acrolepis* (mit diagonal gefurchten Schuppen, Kupferschiefer), *Palaeoniscus* (Taf. XXXI, 1, schlank, heringsförmig, häufigste Form des Kupferschiefers), *Platysomus* (Taf. XXXI, 4, seitlich zusammengedrückt, rhombische Gestalt, Kupferschiefer).

Unter den **Amphibien** sind die Stegocephalen noch reich entwickelt. Im Rotliegenden Mitteleuropas sind zwei Formen häufig: *Archegosaurus* (Rhachitomi) hat einen langen, spitzen Schädel, spitze und lange radial gefaltete Zähne, kleinere vierzehige vordere Extremitäten, Bauchschuppen und einen langen, seitlich komprimierten Schwanz. Interessant ist der Nachweis eines Kiemenapparates. Er wird bis 1,5 m lang (Taf. XXXI, 5 bis 7).[1])

Branchiosaurus (Phyllospondyli) ist eine kleine Form mit breitem halbkreisförmigem Schädel, kleinen Zähnchen und mit kurzem Schwanz (salamanderähnlich, daher früher *Prototriton* genannt. Taf. XXXI, 8).

[1]) Zu den Rhachitomen gehört auch der im Oberkarbon und Unterperm Amerikas verbreitete *Eryops* (Taf. XXV, 8, 9); es ist zu bemerken, daß diese Form, wie auch einige andere Stegocephalen, praktisch 5-zehig ist, da in den vorderen Extremitäten neben den 4 Hauptzehen noch ein Präpollex auftritt.

Tafel XXXII (S. 318): Permische Reptilien

1. *Dimetrodon,* Schädel, $^1/_9$ nat. Gr.; 2. *Dimetrodon,* Skelett nach RÖMER, sehr verkleinert; 3. *Dicynodon (Udenodon),* Schädeldach, etwa $^1/_6$ nat. Gr.; 4. *Seymouria,* Rekonstruktion nach RÖMER, etwa $^1/_8$ nat. Gr.; 5. *Mycterosaurus,* Schädel; 6. *Pareiasaurus beani* (Südafrika) nach JAEKEL, $^1/_{20}$ nat. Gr.; 7. *Pareiasaurus karpinskii* (Nordosteuropa); 8. desgleichen Rekonstruktion nach AMALITZKI, etwa $^1/_{64}$ nat. Gr.; 9. *Inostranzevia* (Nordosteuropa); 10. desgleichen Rekonstruktion nach AMALITZKI, etwa $^1/_{69}$ nat. Gr.

Ganz allgemein kann gesagt werden, daß im Perm die Rhachitomen, Phyllospondylen und Pseudocentrophoren vorwiegen, die Embolomeren (s. Karbon) schon ganz zurücktreten, die Labyrinthodonten (Stereospondylen) aber noch nicht voll entfaltet sind.

Reptilien. Die permischen Reptilien werden gelegentlich auf Grund einiger primitiver Merkmale zu der Klasse der Theromorphen zusammengefaßt, die aber vier selbständige Ordnungen umfassen:

I. Cotylosaurier. Diese Übergangsgruppe zwischen Amphibien und Reptilien (nur 5 Schädeldurchbrüche, aber 5 Finger an den Vorderfüßen, s. S. 267) tritt schon im Karbon auf. Es sind meist plumpe, niedrige Tiere, welche bis zu 3 m Länge erreichen können; das Gebiß weist meist auf Pflanzennahrung hin. Doch treten auch Formen mit Fangzähnen auf (*Labidosaurus*, Texas). Die größte Form ist *Pareiasaurus* von extrem plumpem Bau mit eigenartigem Höcker am Unterkiefer (Oberperm Südafrikas und Nordosteuropas. Taf. XXXII, 6 bis 8). Der primitivste Typus ist *Seymouria* Texas, Taf. XXXII, 4); *Diadectes* (Texas) hat starkknochige Grabfüße.

II. Synapsidae. Darunter werden fünf Unterordnungen zusammengefaßt, welche als gemeinsames Merkmal ein Paar Schläfenlöcher besitzen. Wir nennen drei:

1. **Pelycosaurier:** Langschwänzige, eidechsenartige oder plumpere Formen mit Dornfortsätzen an den Rückenwirbeln. Es gibt darunter Raubformen mit starken Fangzähnen (*Dimetrodon*, Taf. XXXII, 1, 2), aber auch plumpere Typen mit kegelförmigen Zähnen, welche auf Schalennahrung hinweisen (*Mycterosaurus*, Texas, Taf. XXXII, 5, *Pantelosaurus*, Rotliegendes). Vorläufer im Karbon (*Naosaurus*).

2. Die **Theriodontia** (Perm, Trias) haben Beziehungen zu den Pelycosauriern, sind aber stärker differenziert. Der Gang ist theromorph, d. h. nicht kriechend-schiebend (lacertoid wie bei den Pelycosauriern), sondern schreitend, wie bei manchen Cotylosauriern; dabei ist nur der untere Teil der Extremitäten aufgerichtet — breitspuriges Schreiten. Auffallend ist das stark differenzierte Gebiß, welches an Säuger erinnert; es waren Raubtiere von Tigergröße. Das Vorkommen ist auf Südafrika (*Cynognathus, Gomphognathus*) und Nordosteuropa (*Inostranzevia*) beschränkt (Taf. XXXII, 9, 10).

3. Die **Anomodontia** (Dicynodontia) zeigen eine Differenzierung in anderer Richtung. Das Gebiß ist reduziert; am Unterkiefer treten oft nur Hornscheiden auf; gelegentlich sind kleine Molaren und mächtige Hauzähne vorhanden. Anscheinend waren es Wassertiere von plumpem Bau; die vorderen Extremitäten sind stärker, die hinteren schwächer entwickelt. Die Größe schwankt zwischen der einer Ratte und der eines kleinen Flußpferdes. Die meisten Formen stammen aus Südafrika (*Dicynodon, Endothiodon, Cystecephalus, Kannemeyeria, Lystrosaurus*), wo sie stratigraphische Bedeutung haben (Taf. XXXII, 3). Die neuere Systematik faßt als Ordnung *Therapsida* die Dinocephalia (*Tapinocephalus, Venjukovia*), Dicynodontia, Theriodontia (Gorgonopsiden, *Inostranzevia*), Cynodontia (*Dwinia*), Therocephalia (Pristerognathen, Scaloposauriden) und Ictidosauria (erst in der Trias) zusammen.

2. Regionale Verteilung des Perms

Man kann folgende Faziestypen unterscheiden:

I. Europäische Fazies – binnenmeerisch-kontinental, mit Beziehung zur variscischen Faltung (Molassen):
1. Westeuropa: unten kontinental, oben lagunär, zum Schluß kontinental.
2. Osteuropa: unten marin, oben lagunär bis kontinental.

II. Eurasiatisches Mittelmeer – vorwiegend marin.

III. Angara-Fazies – vorwiegend kontinental, mit Kohle.

IV. Gondwana-Fazies – vorwiegend kontinental, mit Vereisungsspuren.

Die übrigen Gebiete (Nordamerika, Arktis, Ural) stellen eine Kombination dieser Faziestypen dar.

A. Europa

a) Westeuropa

Die untere Abteilung, das **Rotliegende,** ist hier vorwiegend an die schon früher (s. S. 279) angelegten, oder an neugebildete Innensenken gebunden und liegt daher teils kondordant auf Stefan, teils diskordant auf viel älteren Gesteinen. Fazies und Stratigraphie sind infolge ähnlicher endogener Verhältnisse in allen Becken sehr ähnlich, wenn man von häufigen Lücken absieht. Zwei Beispiele seien angeführt (s. S. 322):

Es sei bemerkt, daß neuerdings das Mittelrotliegende vielfach mit dem unteren zusammengefaßt wird. Das entspricht der französischen Gliederung in Autunien (unten) und Saxonien (oben).

Die Mächtigkeiten schwanken sehr stark. Im Zusammenhang damit können alle Abteilungen transgressiv liegen. Das Unterrotliegende liegt im Saargebiet teils auf Stefan, teils (im Norden) auf Devon; in Thüringen greift es auf Kristallin über. Die Eruptivtätigkeit ist im Mittelrotliegenden besonders intensiv und endet mit den Bodenbewegungen der saalischen Phase. Das Oberrotliegende greift weit über die Ränder der primären Senken über, so daß nun eine große Längsfurche – die Saar-Saale-Senke – die älteren Senken vereinigt.

Faziell schließt die untere Abteilung, abgesehen von bunteren Färbungen, an das Karbon an; kennzeichnend ist das Auftreten von *Callipteris conferta* und der Reichtum an Walchien. Das mittlere Rotliegende ist neben den Eruptivgesteinen durch die Häufigkeit schwarzer Tone mit *Gampsonyx,* Fischen und Stegocephalen ausgezeichnet, was eine etwas feuchtere Zeit andeutet. Das Oberrotliegende ist sehr fossilarm und entspricht einer ariden Periode.

Diese Grundzüge wiederholen sich in allen anderen Gebieten; von größeren Becken seien noch genannt:

Der Saale-Trog, NO-SW-streichend, ist wohl eine direkte Fortsetzung der Thüringer Senke mit einer schon im Stefan einsetzenden Sedimentation. Das Unterrotliegende besteht aus Porphyren, Tuffen und kohleführenden Zwischensedimenten, das Oberrotliegende

liegt diskordant über schwachen saalischen Falten. Diese Entwicklung setzt weit nach Sachsen fort.

Saarbecken (s. Abb. 100) | *Thüringer Wald*

Oberes Rotliegendes:

Kreuznacher Schichten. — Rote Schiefertone und feinkörnige Sandsteine.
Waderner Schichten. — Konglomerate mit Melaphyr- und Quarzitgeröllen und rote Sandsteine; zum Teil sehr mächtig.

Tambacher Schichten. — Konglomerate mit Geröllen von Tiefen- und Ergußgesteinen, Sandsteine und Schiefer; fossilarm, 180 bis 350 m; im Nordwesten bis 1100 m.

Saalische Diskordanz

Mittleres Rotliegendes

Söterner Schichten. — Melaphyre, Porphyre, Tuffe und Konglomerate in lokal bedeutender Mächtigkeit. Nach KÜHNE schon Oberrotliegendes.
Tholeyer Schichten. — Arkosen, Sandstein, Konglomerat, Schieferton — alles bunt gefärbt. Verkieselte Hölzer; etwa 100 m.
Lebacher Schichten. — Feine glimmerreiche Sandsteine und schwarze Tone mit Toneisensteinknollen; *Gampsonyx, Amblypterus, Xenacanthus, Archegosaurus; Callipteris, Pecopteris, Walchia.* Bis 300 m.

Oberhöfer Schichten — Zwei Quarzporphyr-Decken, dazwischen Sandsteine und Schiefertone mit *Branchiosaurus, Gampsonyx; Callipteris, Odontopteris, Walchia.*
Goldlauterer Schichten. — Rote und graue Sandsteine, dunkle Schiefertone, Porphyr, Melaphyr, oben Konglomerat. Fauna wie oben, aber reicher; Anthracosien, *Acanthodes, Amblypterus, Xenacanthus, Archegosaurus; Pecopteris, Callipteridium* usw.

Unterrotliegendes:

Obere Kuseler Schichten. — Graue und gelbe Sandsteine, Konglomerate, dunkle Schiefertone mit Flözchen. Reiche Flora, auch Anthracosien, Fische, Stegocephalen. Bis 1100 m mächtig.
Untere Kuseler Schichten. — Rote und graue Sandsteine, zum Teil Konglomerate mit Schiefer und Kalkbänken. Flora und Fauna wie oben. Erstes Auftreten von *Callipteris conferta.* 150 bis 750 m.

Manebacher Schichten. — Konglomerate, dazwischen flözführende Tone mit reicher Flora. Nur lokal entwickelt.
Gehrener Schichten. — Eruptivdecken (unten Melaphyr, oben Porphyr). Tuffe und untergeordnete sandige Schiefer und Sandstein. Fauna wie links, in der Flora unten stefanische Arten; zum Teil vielleicht Oberstefan. Gelegentlich etwas Kohle.

Im Ostharz liegt nur Unterrotliegendes mit Pflanzen in den Becken von Meisdorf-Opperode und Ilfeld auf älterem Gebirge; dieses Becken ist vom Saale-Trog durch eine Schwelle geschieden.

In der Umrahmung der Böhmischen Masse treten mehrere Becken auf; so bei Stockheim (Unterrotliegendes mit Kohle), am Nordfuß des Erzgebirges (Mittel- und Oberrotliegendes), im Döhlener Becken bei Dresden (Unterrotliegendes), in Mittel- und Ostböhmen (Trutnov = Trautenau) und im Bober-Katzbach-Gebirge, wo alle drei Stufen mit mächtigen Melaphyr- und Porphyr-Ergüssen bekannt sind. Weiter im Süden liegen das Unterrotliegende der Boskowitzer Furche bei Brno = Brünn (N-S streichend) und das parallel dem

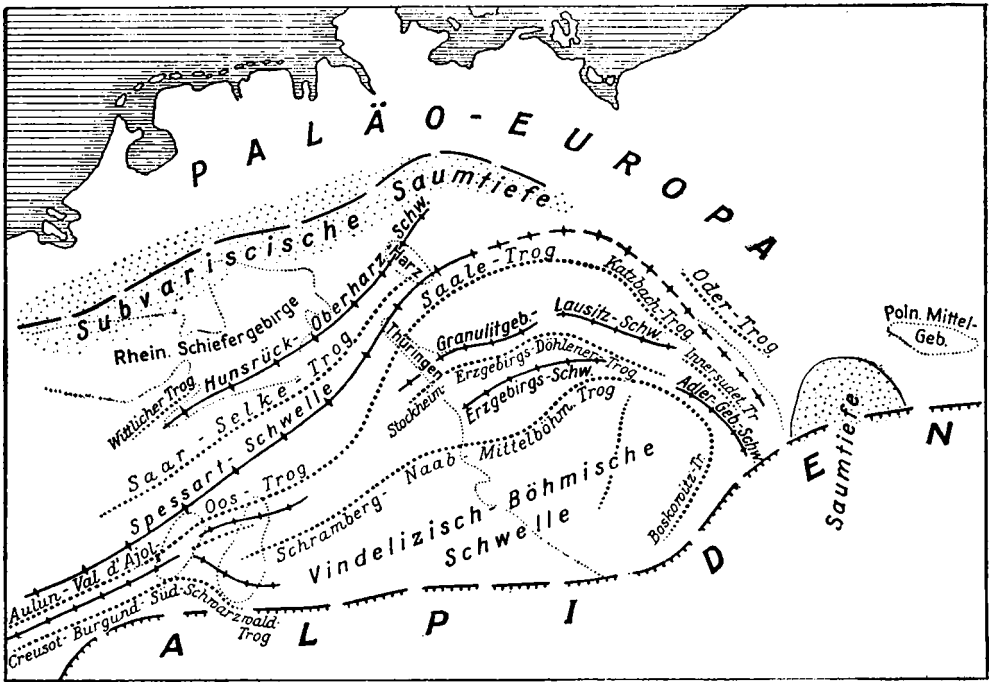


Abb. 108.
Die Verteilung der jungpaläozoischen (Oberkarbon-Rotliegendes) Schwellen und Innensenken in Deutschland.
Nach H. STILLE.
Die Umrisse der heutigen Mittelgebirge sind durch feine Punktierung angedeutet.

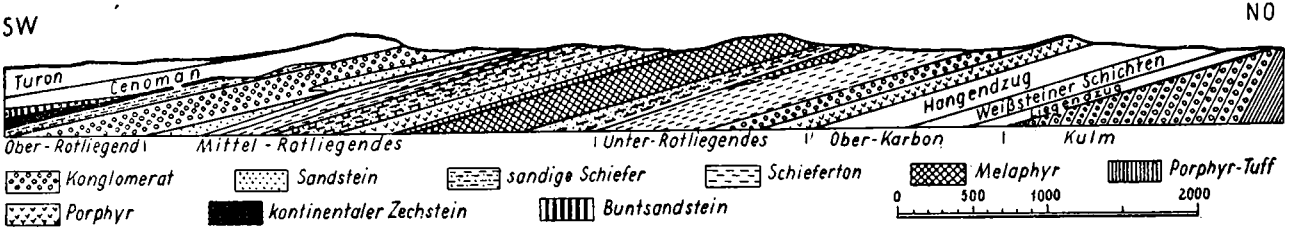


Abb. 109. Profil durch das Karbon und Rotliegende des innersudetischen Beckens.
Nach G. BERG.

Sudetenstreichen (NW-SO) angeordnete innersudetische Becken, in dem über dem Oberkarbon mächtiges (400 bis 2500 m) Rotliegendes lagert, in gleicher Fazies und Gliederung, wie in Thüringen, insbesondere mit gewaltigen Ergüssen von Porphyr und Melaphyr (Abb. 109, s. auch Abb. 99 und 100).

Weiter im Osten treten bei Krakow (Krakau) rote Konglomerate, Sandsteine, Schiefer und Kalke mit Porphyren auf, welche jedenfalls dem Perm angehören.

In Westdeutschland ist nördlich vom Saarbecken nur etwas Oberrotliegendes bei Trier (Wittlicher Senke) bekannt.

Im Schwarzwald und in den Vogesen liegen mehrere kleine Becken, die zum Teil wohl unter dem Rheingraben hinweg zusammenhängen. Die Fazies ist ähnlich. Unterrotliegendes mit Pflanzen ist bei Erlenbach (Vogesen), Baden und Hohengeroldseck (Schwarzwald) bekannt. Die mittelrotliegenden Tuffe und Porphyre sind weiter verbreitet und enthalten zum Teil auch Sedimente mit Lebacher Fauna und Flora. Das Oberrotliegende als Konglomerat und helle Arkose hat die größte Verbreitung.

Diese Vorkommen leiten zum französischen Zentralplateau (s. Abb. 101) über, wo in zahlreichen kleineren Becken Rotliegendes auf Karbon oder älterem Gebirge lagert. Bei Autun und Brive erreicht die Mächtigkeit 1000 m und mehr. Die untere Abteilung mit Kohlenflözen wird als Autun-Stufe bezeichnet. Das fossilleere Oberrotliegende (Saxonien) liegt diskordant und ist viel weiter verbreitet. Kleinere Becken mit roten klastischen Gesteinen und Ergußdecken treten auch in der Normandie und in Cornwall auf.

Häufig sind rote fossilleere Sandsteine und Konglomerate am Südsaume der Alpen und im nördlichen Apennin, wo sie den Namen Verrucano tragen.[1]) In der Provence bildet die rote Serie mit *Walchia* und *Callipteris* den Nordsaum des kristallinen Massives von Maures-Esterel und enthält Porphyrlakkolithe. In der Toscana enthält der obere Teil permische Pflanzen, auf Elba auch spärliche marine Fossilien; hier dürfte also das südliche Ufer nahe sein. Weit verbreitet sind rote Sandsteine, Konglomerate und bunte Arkosen (Sernifite) in den Glarner Alpen, in Südtirol und den Brescianer Alpen. Sie enthalten stellenweise rotliegende Pflanzen und Melaphyr- und Porphyr-Decken, unter denen die Bozener Quarzporphyr-Platte das bedeutendste ist. Das mitteleuropäische Rotliegende ist nach Strigel auf einer unebenen Oberfläche abgelagert; seine klastischen, „detraktiven" Sedimente stopfen gleichsam die Hohlformen des variscischen Gebirges zu; es sind echte Innenmolassen. Die gelegentlich sehr bedeutende Mächtigkeit zeigt, daß die Senkung während des Rotliegenden andauerte. Bemerkenswert ist, daß sie oft Gebiete ergreift, welche im Karbon noch die umgekehrte Tendenz zeigten; so liegt nach Brinkmann der Thüringer-Saale Trog zum Teil im Bereich der alten mitteldeutschen Schwelle. Die Lage an wichtigen tektonischen Grenzen oder in „Bewegungszonen", d. h. die Labilität der Becken wird noch durch die Eruptivtätigkeit unterstrichen, welche der Außensenke fehlt. Das weit übergreifende, oft flach diskordant liegende Oberrotliegende zeigt, daß in jener Zeit die Einebnung des Gebirges schon weitgehend fortgeschritten war. Es ist eine Wiederholung des devonischen roten Kontinents in südlicherer Lage.

Abweichend, aber bisher nur lückenhaft bekannt ist das Unterperm nördlich vom variscischen Gebirge. Über dem Oberkarbon der Außensenke fehlt es. In Schleswig-Holstein finden sich aber bei Lieth-Elmshorn rote Tone und Sandsteine mit Salzen, welche unter dem Zechstein liegen; analoge Gesteine, zum Teil mit Kalken, sind aus Ostpreußen bekannt. Es ist denkbar, daß es sich um einen nach Norden verdrängten,

[1]) In der namengebenden Sierra della Verruca bei Pisa sind die Gesteine allerdings älter.

schmalen Rest der Außensenke handelt, der vielleicht sogar eine Verbindung mit Osteuropa besaß. Ähnlich verhält es sich mit einer Serie von bunten Konglomeraten, Sandsteinen und Tonen in Schonen (Kageröd), welche früher als Keuper gedeutet wurde. Mehr Sicherheit besteht in Südnorwegen, wo seinerzeit HOLTEDAHL in einer Serie von Sandsteinen und Tonen überraschende Funde von *Walchia, Pleuracanthus* und *Amblypterus* gemacht hat. Diese zweifellos unterpermischen Schichten liegen zwischen Decken von Essexitlava und beweisen, daß auch ein großer Teil der klassischen Eruptiv- und Intrusivgesteinsfolge des Grabens von Oslo dem Oberpaläozoikum, und nicht, wie man bisher annahm, dem Silur-Devon angehört. Im Unterschied zu Mitteleuropa gehören

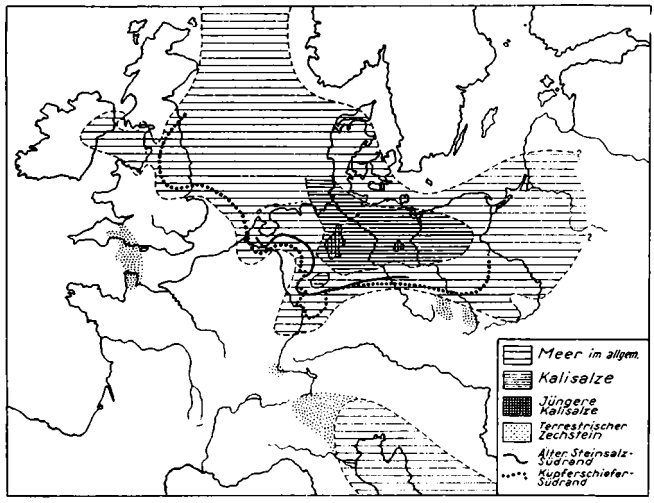


Abb. 110. Karte des deutschen Zechsteinbeckens.

diese Gesteine der atlantischen (Alkali-) Sippe an; sie liegen nicht in einer Innensenke, sondern in einem Grabenbruch des alten Schildes.

In England sind mehrfach im Liegenden des Zechsteins und der Trias fossilleere rote Gesteine sichtbar, die aber vom liegenden Karbon und vom hangenden Buntsandstein schwer zu trennen sind.

Die obere Abteilung der Dyas – der **Zechstein** ist fast ganz auf das nördliche und mittlere Deutschland beschränkt; nur die Randzone greift im Nordwesten nach England und Holland, im Osten nach Polen über. Der Zechstein entspricht einem flachen Binnenmeer, welches die Vorsenke und Teile des eingeebneten variscischen Gebirges überdeckte (Abb. 110). Der Saum dieses Meeres kann an lückenhaften und faziell abweichenden Ufersedimenten verfolgt werden. Er bildete am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges eine buchtenreiche Küste, sprang südwärts in einer Sonderbucht bis über den Neckar vor, verlief dann gegen Nordosten quer durch Ostthüringen zum Nordrand der Sudeten und zog weiter nach dem polnischen Mittelgebirge, anscheinend eine südöstliche Bucht im westlichen Polen (Krakow) umfassend. Kennzeichnend für diesen Randsaum ist die geringe Mächtigkeit und Lückenhaftigkeit der zum Teil groben

Sedimente und das Auftreten von Saumriffen mit Bryozoen und Kalkalgen. Im Innern des Beckens bestand dagegen eine ziemlich gleichbleibende Schichtenfolge, deren einzelne Glieder allerdings keine biostratigraphischen Zonen sind, da Fauna und Flora nur fazielle und keine zeitlichen Wandlungen zeigen. Das Normalprofil, etwa der Mansfelder Gegend entnommen, zeigt folgende Gliederung:

Oberzechstein:		
Jüngere Salzfolge:	Braunrote Letten	20—30 m
	Grenzanhydrit	0,3—3 m
50 bis 300 m	Oberes jüngeres Steinsalz	15—70 m
	Pegmatitanhydrit	1 m
	Roter Salzton	10—15 m
	Mittleres jüngeres Steinsalz mit Flöz Riedel	10—60 m
	Kalisalz Flöz Ronnenberg (Niedersachsen-Serie im Nordwesten)	0—10 m
	Unteres jüngeres Steinsalz	60—100 m
	Hauptanhydrit oder Plattendolomit	6—8 m
	Grauer Salzton	8—12 m[1])
Ältere Salzfolge:	Steinsalz (lokal)	0—100 m
	Kalisalz (Staßfurt-Serie)	6—50 m
100 bis 600 m	Polyhalit-Kieserit	2—60 m
	Älteres Steinsalz	40—400 m
	Basalanhydrit	2 m
Mittelzechstein:	Stinkschiefer oder Hauptdolomit	bis 30 m
	Anhydrit (lokal)	20—25 m
10 bis 300 m	Ältestes Steinsalz und Kalisalz (Werra-Serie)	0—6 m
	Anhydrit	30 m
Unterzechstein:	Zechsteinkalk	4—5 m
	Kupferschiefer	0,3—11 m
4 bis 10 m	Zechsteinkonglomerat oder Weißliegendes	0—30 m

Unterzechstein. Das Zechsteinkonglomerat fehlt oft, insbesondere in den Randgebieten. Es entspricht einem ersten Meereseinbruch, da im kalkigen Bindemittel einige Brachiopoden und Muscheln auftreten, welche dem höheren Zechstein fremd sind.[2]) Das Konglomerat ist eine Fazies von Steilküsten und wird an Flachküsten durch das Weißliegende ersetzt, eine bis 30 m mächtige fossilleere Folge von feinen, oft kreuzgeschichteten Sanden (Stranddünen).

Der Kupferschiefer ist ein meist unter einem Meter mächtiger, schwarzer, bituminöser Schiefer, dem in den zentralen Beckenteilen sulfidische Erze, insbesondere Kupferkies und Buntkupfererz, aber auch etwas Bleiglanz, Silberglanz, Zinkblende und Uranerz beigemengt sind. Der Kupfergehalt erreicht 2,9%, wobei das Erz gelegentlich in Flözchen, Nieren oder auch an Spalten angereichert ist. Diese Fazies geht nach den Rändern in Mergel und Sande über, welche wenig Erde führen und Muscheln enthalten, während der schwarze Schiefer frei von Benthos ist, aber Fische (besonders *Palaeoniscus freieslebeni* und *Platysomus gibbosus)* einschließt, daneben eingeschwemmte Pflanzen und (selten) Amphibien. Die Fische sind vorwiegend boden-

[1]) Zum Teil ersetzt durch Plattendolomit.

[2]) Ihre leitende Bedeutung, insbesondere die des *Productus cancrini var. germanica,* ist allerdings nicht ganz sicher.

lebende Raubfische, die aus benachbarten Flußgebieten ins Becken hineingeschwemmt wurden (nach POMPECKJ).

Der Kupferschiefer ist das typische Sediment eines stark abgeschnürten Beckens mit behindertem vertikalem Wasseraustausch und stauerstofffreiem, durch Schwefelwasserstoffgärung vergiftetem Bodenwasser. Weitgehende Analogien zeigt das heutige Schwarze Meer. Die zur undurchlüfteten Unterschicht absinkenden Tierleichen unterlagen einer bakteriell beeinflußten Zersetzung, welche zu einer Speicherung von Bitumen führte (Verbreitung s. Abb. 110).

Die Erzführung ist mit diesem Prozeß eng verknüpft. Die Erze sind vorwiegend syngenetisch, d. h. mit dem Gestein entstanden. Sie stammen aus den Eruptivgesteinen und Erzen des in Zerstörung begriffenen variscischen Gebirges, wo sie bei der Verwitterung oberflächlich angereichert und dann in das Becken abgespült wurden; unter Beteiligung des reichlich vorhandenen Schwefelwasserstoffes fand hier eine Umsetzung zu Sulfiden, Adsorption durch den Schlick und Fällung bei Mitwirkung der organischen Substanz statt. Nach neuen Angaben von KAUTZSCH (Geologie 2, Nr. 1, 1953) soll aber an Verwerfungs-Spalten, welche später entstanden sind (Rücken), eine hydrothermale Erzzufuhr aus der Tiefe stattgefunden haben, so daß der Vorgang der Mineralisierung auch eine epigenetische Komponente enthält.

Der bauwürdige Kupfervorrat des Mansfelder Gebietes wird auf 1,5 bis 1,6 Millionen t Kupfer geschätzt, wovon 0,7 bis 0,8 Millionen t abgebaut sind. Nicht unwichtig ist daneben auch der Silbergehalt.

Schwächere Imprägnationen mit Kupfererz treten gelegentlich auch in etwas höheren Horizonten auf, z. B. im Bober-Katzbach-Gebirge und am Rande des Rheinischen Schiefergebirges (Stätebergflöz), wo die mit Kupfererz imprägnierten *Ullmannia*-Zweige als „Frankenberger Kornähren" bekannt sind.

Der Zechsteinkalk ist ein wenig mächtiger, hellgrauer Kalk mit einer individuenreichen, aber artenarmen Fauna:

Besonders bedeutsam sind Brachiopoden *(Productus horridus* = Leitform!, *Strophalosia goldfussi, Camarophoria schlotheimi, Spirifer alatus, Spiriferina cristata, Athyris pectinifera, Rhynchonella geinitzi, Dielasma elongatum),* Bryozoen *(Fenestella retiformis* = Leitform!, *Synocladia),* Muscheln *(Schizodus obscurus* = Leitform!, *Pseudomonotis speluncaria, Bakewellia antiqua, B. ceratophaga, Lima permiana, Pecten pusillus, Liebea hausmanni),* einige Schnecken und seltene Nautilodeen; Ammonoideen fehlen vollkommen. Die Brachiopoden sind vor allem auf die inneren Teile des Beckens beschränkt, während in der Uferzone die Muscheln vorherrschen.

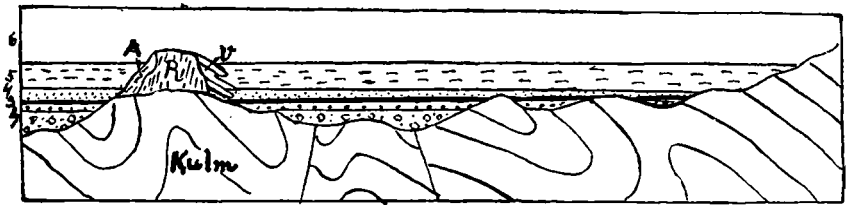


Abb. 111. Profil (schematisch) durch ein Zechsteinriff bei Gera nach B. v. FREYBERG. *1* Rotliegendes; *2* Zechstein-Konglomerat; *3* Kupferschiefer; *4* Productusbank; *5* Mergelkalk mit Knollen; *6* Mittl. Zechstein; R Bryozoenriff; V Vorriff; A Angußriff.

Eine Eigentümlichkeit des ufernahen Zechsteins ist die Einschaltung von mächtigeren, klotzigen, zum Teil ungeschichteten Riffkalkmassen, welche zwar vorwiegend den

mittleren Zechstein vertreten, aber zum Teil schon früher beginnen und häufig unmittelbar auf älterem Gebirge aufsitzen. Diese Riffe haben sich auf Schwellen des alten Gebirges und als Riffsaum vor der Küste angesiedelt, wo sie gelegentlich einen ufernahen Lagunenstreifen mit pflanzenführenden Mergeln abtrennen. Die Riffbildner sind vor allem Bryozoen und die noch etwas rätselhafte *Stromaria* (? Kalkalge) *schubarthi.* Morphologisch fallen die über die Umgebung herausragenden Riffklötze in Thüringen stark auf (Abb. 111).

Der Mittelzechstein ist nur in dem ufernahen Gebiet der Riffe fossilführend, wobei die Fauna als verarmte Zechsteinkalk-Fauna bezeichnet werden kann. Wo Riffe fehlen, besteht er aus dem Hauptdolomit und Blasenschiefer (bituminöser Kalk mit Anhydrit). Im Inneren des Beckens tritt stattdessen schon eine chemische Ausscheidung

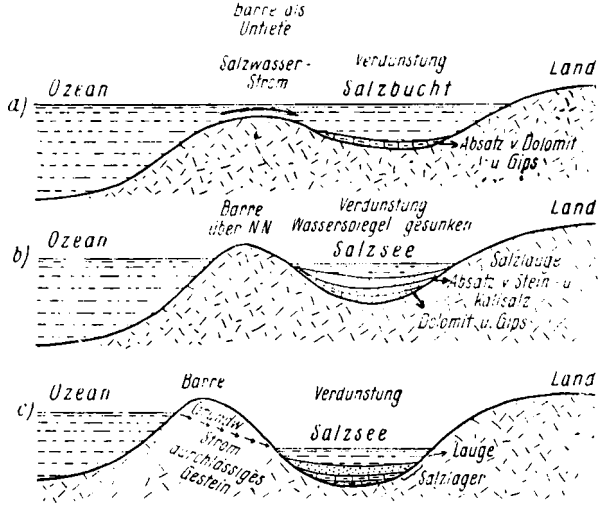


Abb. 112. Salzlagerbildung. *a* bis *b* nach OCHSENIUS; *a* Einströmen des Salzwassers in die Bucht infolge stärkerer Verdunstung; *b* Hebung der Barre und Ausfallen der leichtlöslichen Salze im abgeschnürten See; *c* nach FULDA: der Spiegel des Sees liegt tief, das Salzwasser strömt unterirdisch, als Grundwasser, dem See zu.

von Anhydrit, zum Teil auch von Steinsalz und Kalisalzen (Werragebiet) auf, gefolgt von „Stinkschiefer", einer Wiederholung der Kupferschieferfazies. Der Hauptdolomit, welcher diese Folge am südlichen Litoral vertritt, enthält gelegentlich auch Bitumen, ja sogar Erdöl (Volkenroda). Die so beginnende Abschnürung des Beckens führt zu den besonderen Verhältnissen des

Oberzechsteins. Hier herrschen chemische Sedimente, d. h. Eindampfungs-Rückstände eines weitgehend abgeschlossenen Binnenbeckens. Von Fossilien treten nur einige Muscheln in der salzärmeren Uferregion auf *(Liebea hausmanni).* Die Gliederung des Oberzechsteins beruht auf der weiteren Verbreitung von zwei Lagen mechanischer Sedimente – dem grauen und roten Salzton. Der erste entspricht einer kurzen

Überflutung, der zweite einer Trockenlegung und Anwehung von Wüstenstaub durch den Wind. Der Salzton nebst dem begleitenden Anhydrit geht südwärts in Plattendolomite über, welche auch an Schwellen (Harz) auftreten. Die Tonlagen trennen Zyklen einer Eindampfung des zu Lauge konzentrierten Beckeninhaltes und chemischer Ausscheidung aus dieser Lauge voneinander.

Offensichtlich konnte eine einfache Eindampfung des Meeresbeckens nicht die mehreren hundert Meter Salz liefern. Diese Überlegung führte zu der Barrentheorie von OCHSENIUS (1877), welcher annahm, daß das Zechensteinbecken durch eine nur gelegentlich überflutete Barre vom freien Meer abgeriegelt war; das verdunstende Wasser wurde also ersetzt, da eben infolge der starken Verdunstung der Wasserspiegel im

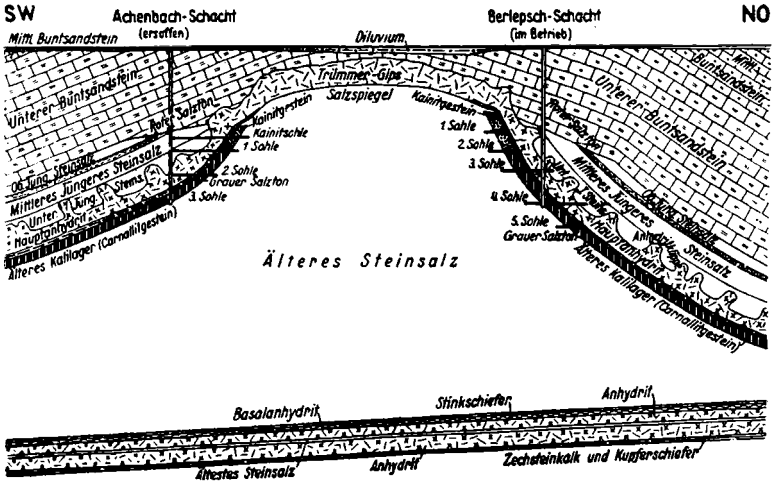


Abb. 113. Schichtfolge des Perms und der Untertrias am Salzstock von Staßfurt. Nach FULDA 1935.

Teilbecken tiefer lag, wodurch ein oberflächlicher (Abb. 112 a, b) oder unterirdischer (Abb. 112 c) Zustrom über oder durch die Barre möglich wurde. Die schweren Laugen konnten über die Barre nicht zurückfließen. Ähnliche Verhältnisse herrschen heute im Kara-Bugas, einem Nebengolf des Kaspisees. Später vertrat FULDA die Auffassung, daß der rhythmische Zufluß durch besonders starke Fluten geregelt wurde, welche periodisch die Barre überschwemmten (Großflutentheorie von WILFARTH). Es ist aber zweifelhaft, ob diese Art Zufuhr größenordnungsmäßig zum Absatz der mächtigen Salzlager des Zechsteins genügt.

Die Ausscheidung der Salze ist ein gesetzmäßiger Vorgang, der auch experimentell geklärt worden ist (BISCHOF 1846, später OCHSENIUS, VAN'T HOFF, ERDMANN, EVERDING, JÄNECKE, FULDA, BORCHERT) und auch die stratigraphische Gliederung ermöglicht. Das Entscheidende ist die Löslichkeit der Salze des Meereswassers, die von der Konzentration, den Nebenbestandteilen und der Temperatur abhängig ist. Der normale Ausscheidungsverlauf ist so, daß zuerst der schwerlösliche Dolomit ($CaCO_3 + MgCO_3$), dann

Anhydrit ($CaSO_4$), endlich Steinsalz (NaCl) auskristallisiert. Damit ist die chemische Sedimentation oft beendet, da durch Erhöhung des Beckenbodens die Restlaugen über die Barre zurückfließen. Im Oberzechstein ist sie als Ausnahmefall aber weitergegangen und hat zur Bildung der wertvollen Kalisalze geführt.

In dem typischen Profil von Staßfurt (Abb. 113) liegt über dem Steinsalz die Polyhalit-Region (etwa 60 m) mit einer Mischung von Steinsalz und Polyhalit ($K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2\,CaSO_4 \cdot 2\,H_2O$). Aus der zurückbleibenden Lauge scheidet sich dann noch das Hauptsalz ab — Steinsalz mit Kieserit ($MgSO_4 \cdot H_2O$) und Carnallit ($KCl \cdot MgCl_2 \cdot H_2O$). Die normale Folge ist damit beendet, da das restliche $MgCl_2$ nur selten als Bischofit ausfällt. Über dem Hauptsalz finden sich allerdings oft noch die sogenannten Hartsalze — Sylvin (KCl) und Kainit ($KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3\,H_2$). Ihre Entstehung ist noch nicht restlos geklärt: EVERDING nahm eine „descendente" Bildung, d. h. Auslaugung aus älteren Salzlagern und Neuausscheidung in einem Wüstenbecken an; bei hohen Temperaturen (70 bis 80°), wie solche in der Wüste gelegentlich vorkommen, wäre aber nach FULDA auch eine unmittelbare Ausscheidung aus Salzlachen möglich.

Nach der Ausscheidung der Hartsalze fand wieder ein Zufluß von Meereswasser statt, welcher zu einer zwar reduzierten, aber deutlich erkennbaren rückläufigen Folge (von unten: Steinsalz-Anhydrit-Dolomit, nach FULDA) führte und mit dem genannten grauen Salzton endete. Dann begann der zweite Zyklus, welcher analoge Verhältnisse aufweist, aber nur lokal (Hannover) bis zur Kalisalzbildung (Flöze Ronnenberg und Riedel) fortschritt. Nach LOTZE besteht er aus mehreren Teilzyklen, die durch schwankende Konzentration und erneuten Wasserzufluß bedingt sind. Auch dieser Zyklus endet mit einer rückläufigen Folge, welche vom roten Salzton abgeschlossen wird. Dann folgt ein dritter Großzyklus, der als Seltenheit in der Mitte Kalisalze führt.

Während in der Umgebung des Thüringer Waldes eine Schwelle vorhanden war, auf der die Salzfolge stark reduziert ist, liegt südlich davon, im Werra-Gebiet, ein Sonderbecken mit zwei Kaliflözen (Hartsalz und Carnallit) im ältesten Steinsalz des Normalprofils und mit Reduktion von dessen jüngeren Serien.

Die Salzfolge des Zechsteins ist in dreierlei Hinsicht besonders wichtig:

Wirtschaftlich wichtig sind neben den unerschöpflichen Steinsalzvorräten und den von ihnen gespeisten Salzquellen Nord- und Mitteldeutschlands die Kalisalze, welche mit einem Vorrat von etwa 20 Milliarden t an erster Stelle in der Welt stehen.

Tektonisch wichtig ist die Plastizität des Salzes, welches für die Mechanik der jüngeren, „saxonischen" Gebirgsbildung in Deutschland damit entscheidend wird. Besonders kennzeichnend sind die häufigen Salzdome oder Salzhorste, Aufpressungen des spezifisch leichten und plastischen Salzes in Lockerzonen, welche oft direkt an Schmelzfluß-Intrusionen erinnern und zur Bildung komplizierter, übersteilter Sättel mit zusammengestauchtem Salzkern führen (Abb. 113 und 115).

Morphologisch wichtig ist die Auslaugung der Salze dort, wo diese über dem Grundwasserspiegel liegen. Insbesondere ist der Zechsteinsaum der herausgehobenen Gebirgskerne (Harz, Thüringer Wald) durch zahlreiche Dolinen und Einsturztrichter gekennzeichnet. Eine Ablaugung größerer Flächen erzeugte gelegentlich Senkungsfelder, in denen sich später die tertiären Braunkohlen bildeten.

Die Salzbildung ist auf die zentralen Beckenteile beschränkt und reicht von der Weichsel bis zum Niederrhein. Sie fehlt in England, wo im Osten (Yorkshire und Durham) der Westsaum des Zechensteinmeeres vorliegt, mit einer sonst analogen Schichtengliederung und Fauna. Nach Westen geht diese Folge in bunte kontinentale Schichten über, und nur eine kurze marine Phase greift bis zur Insel Man vor. Über das Gebiet der Nordsee setzte dieses Meer nach Ostgrönland fort (s. S. 334).

Auch südlich vom Zechsteinbecken sind verschiedentlich bunte fossilfreie kontinentale Ablagerungen dieser Zeit (Arkosen mit Dolomitknollen und Karneolbändern) bekannt geworden, so in der innersudetischen Mulde und im Schwarzwald.

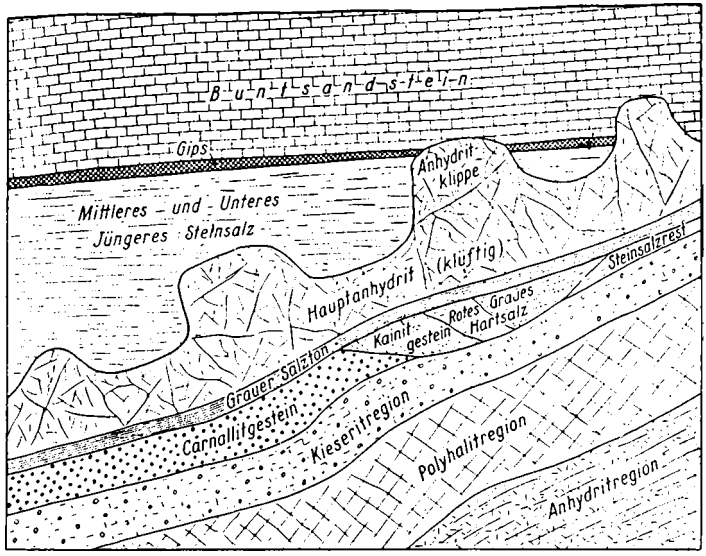


Abb. 114. Schichtfolge des Oberzechsteins (mit Kainithut). Leopoldshall III bei Staßfurt. Nach FULDA, 1938.

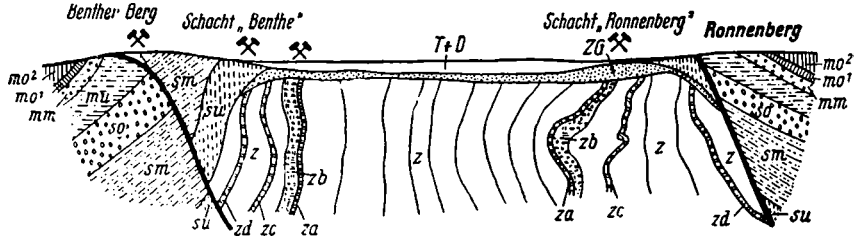


Abb. 115. Der stark gestauchte Benther Salzstock. Nach H. STILLE. $T + D$ Tertiär und Diluvium; *ZG* Deckgips; *z* Steinsalz; *zd* roter Salzton; *zc* Flöz Ronnenberg (Sylvinit); *zb* Hauptanhydrit und grauer Salzton; *za* Flöz Staßfurt (Hartsalz).

b) Osteuropa

In Osteuropa ist das Unterperm teilweise marin entwickelt. Das Meer bildet, wie im Oberkarbon, eine N-S verlaufende Straße zwischen Arktis und Tethys, zieht sich aber nach Osten zurück. Innerhalb dieses Gebietes besteht eine große Faziesmannig-

faltigkeit, wobei gegen Westen Flachwasserbildungen und kontinentale Absätze zunehmen. Die heute übliche Gliederung ist aus Tabelle VII zu entnehmen.

Die Sakmarische Stufe wurde bisher als Schwagerinenkalk dem Oberkarbon zugerechnet. Außer dem Reichtum an *Schwagerina* sind das Erlöschen von *Triticites* und das Erscheinen von *Pseudofusulina* wichtig:

Im Wolga- und Donez-Gebiet sind noch viele karbonische Brachiopoden und Pflanzen vorhanden. Im Ural treten aber neben den Fusuliniden viele Ammoniten, und zwar überwiegend permische Gattungen auf *(Neoshumardites, Paragastrioceras, Popanoceras, Medlicottia, Propinacoceras).* Leitend ist *Pronorites postcarbonarius.* Es sind Äquivalente des oberen Wolfcamp von Texas und der Rattendorfer Schichten der Karnischen Alpen.

Im Südural herrschen Sandsteine und Konglomerate mit Schwagerinenkalk-Lagen (900 bis 1200 m), weiter im Norden (Sakmara-Gebiet) werden sie durch mächtige Tonfolgen mit grauen und bitumenreichen Kalken ersetzt. Im Gebiete des Ufa-Plateaus und des Tschussowaja-Flusses werden in der 500 m mächtigen Folge zwei Zonen unterschieden, wobei unten bituminöse Foraminiferenkalke, oben Korallenkalke herrschen. Wie im Karbon sind Kalkbreccien häufig.

In der Artinsk-Stufe (im engeren Sinne) besteht ein Gegensatz zwischen der wechselvollen orogenen Fazies im werdenden Ural-Gebirge und dem epikontinentalen Flachmeer der Russischen Tafel.

Im Nordural überwiegen graue Sandsteine und Tone mit Ammoniten; im mittleren Ural (Tschussowaja-Fluß) sind Bryozoenriffe und mergelige Plattenkalke häufiger. Im Südural liegt die Artinsk-Stufe teils konkordant, teils diskordant auf dem Karbon und wird 1600 m mächtig. Hier ist die Folge im Nordosten sandig-tonig, während weiter im Südwesten unter und über den sandig-tonigen Schichten Kalke und Dolomite auftreten. Die obersten Teile sind oft konglomeratisch. Im äußersten Süden (Aktübinsk) herrschen im Osten klastische Schichten, zwischen die weiter im Westen bituminöse Dolomite eingeschaltet sind.

Foraminiferen sind nur unten bedeutsam *(Pseudofusulina lutugini)* und verschwinden bald. Unter den Ammonoiden sind einige neue Gattungen vorhanden *(Adrianites, Metalegoceras, Medlicottia),* die eine Fortentwicklung der sakmarischen Typen zeigen. Die Detailgliederung ist aber noch nicht sicher durchgeführt. Oben ist *Helicoprion* leitend. Von Brachiopoden ist *Productus cancriniformis* bezeichnend, die übrigen haben zum Teil noch karbonisches Gepräge. Walchienreste sind oft eingeschwemmt.

Die Kungur-Stufe füllt das bei der uralischen Gebirgsbildung nach Westen abgedrängte und eingeengte Becken. Es sind oolithische Dolomite mit Gips, Steinsalz und den neuerdings bei Solikamsk entdeckten Kalisalzen. Die Fauna verarmt nach oben; Ammoniten fehlen; Brachiopoden *(Productus cora, Rhynchonella pleurodon)* und Muscheln *(Modiolopsis, Schizodus rossicus, Sch. truncatus, Bakewellia antiqua, B. ceratophaga, Astarte vallisneriana)* herrschen vor.

Im Wolga-Oka-Gebiet werden Artinsk und Kungur (das Permokarbon älterer Fassung) durch eine Binnensee-Fazies ersetzt (Schustowo-Denjatin-Schichten, 100 bis 200 m), die aus Kalken und Dolomiten mit Gips und Asphalt besteht. Die Foraminiferen, Brachiopoden und Schnecken nehmen nach Osten zugunsten der Muscheln schrittweise ab. Viele Formen des Zechsteins und der Kazan-Stufe beginnen schon hier.

Die Ufa-Stufe ist eine bis 200 m mächtige Folge von bunten Sandsteinen, Konglomeraten und Mergeln, welche heute als fazielles örtliches Äquivalent des oberen Kungur aufgefaßt wird. Meist ist nämlich zwischen Kungur- und Kazan-Stufe eine kontinentale Phase eingeschaltet, die örtlich verschiedene Dauer hat. Pflanzen, Süß-

wassermuscheln und Fische *(Palaeoniscus)* treten als Seltenheit auf. Kohlenflöze im Petschora-Gebiet könnten hierher gehören.

Die Kazan-Stufe, der „russische Zechstein" (90 bis 160 m) entspricht einer neuen marinen Transgression, die wohl von Norden bis zur mittleren Wolga vorstieß. In der Fauna treten etwa 24 Arten von Brachiopoden und Muscheln auf, die mit denen des deutschen Zechsteins identisch oder nahe verwandt sind. *Productus horridus* fehlt und ist durch *Pr. cancrini* ersetzt. In der kalkig-dolomitischen Folge herrschen unten Brachiopoden, oben Muscheln, was, wie in Deutschland, auf einer fortschreitenden Verarmung durch Abschnürung des Beckens beruht. Oben stellen sich Gipslager ein; nach Osten geht die Serie in eine bunte kontinentale Fazies über.

Im südwestlichen Ural ist das Kazan sandig und enthält den Kupfersandstein mit 1 bis $2^1/_2$% Kupfer, Fischen *(Amblypterus, Platysomus)*, Amphibien *(Platyops)* und Reptilien *(Deuterosaurus* und die hoch differenzierte *Venjukovia)*. Dagegen scheint die marine Fazies nordwärts bis zum Eismeer fortzusetzen. Hier und in tatarischen Schichten an der Petschora und Dwina wird ein Vorkommen von *Glossopteris* angegeben. Nach Gothan handelt es sich um die Angara-Flora mit einer anderen Gattung *(Pursongia)*.

Die Tatarische Stufe oder Chlynovsk-Serie (180 bis 500 m) besteht aus bunten kontinentalen Mergeln und Sandsteinen und geht nach oben in neuerdings abgetrennte ähnliche triadische Folgen (Wetluga-Serie) über. An der nördlichen Düna enthält sie die Gondwana-Flora, Amphibien und Reptilien *(Pareiasaurus, Inostranzevia* und den saugerähnlichen *Permocynodon*).

Erwähnt sei noch die etwas abweichende Entwicklung im Donez-Gebiet, wo über dem marinen Oberkarbon ein mächtiger Sandstein mit Araucariten, dann ein Kupfersandstein mit buntem Ton, höher dolomitischer Kalk mit unterpermischer Fauna *(Schwagerina?, Productus koninckі)* und eine mächtige Gips- und Salzfolge lagert. Die Folge von Kupfersandstein aufwärts wird heute auf Grund der Flora zum Perm gestellt.

Ein Vergleich mit Westeuropa ist nur in großen Zügen möglich. Im Njemen-Gebiet liegt eine Kalk-Dolomitfolge unter den roten „Purmaller" Mergeln; nach Gagel und Lotze (1936) sind das vielleicht Artinsk und Kungur. Der deutsche Zechstein braucht nicht genau der Kazan-Stufe zu entsprechen. Die genauere Gleichsetzung dieser petrographisch ähnlichen Serien mit Reliktfaunen steht noch zur Diskussion.

B. Arktis

Auf Spitzbergen und auf der Bäreninsel liegen über marinem Oberkarbon Brachiopodenkalke mit *Spirifer keilhavi, fasciger, ravana, Productus timanicus, koninckі, inflatus* und anderen. Diese Folge entspricht faunistisch der sakmarischen Stufe (Frebold). Darüber folgen kieselige Gesteine mit *Productus artiensis, Pr. cancrini var. germanica, Spirifer alatus*. Diese Productuskalke sind Artinsk und treten auch auf Nowaja Semlja auf. In Ostgrönland sind über dem oberkarbonischen Dolomit-Gips-Horizont ebenfalls Äquivalente dieser beiden Stufen durch Frebold beschrieben worden. Der ersten entspricht ein Brachiopodenkalk mit denselben Formen, wie auf Spitz-

bergen, und das sogenannte Martiniengestein, welches zum Teil darüber lagert, zum Teil aber den Brachiopodenkalk vertritt. Es enthält *Chonetes, Martinia cf. triquetra,* primitive Medlicottien und einige andere Ammonoideen. Ein fazielles Äquivalent scheinen auch Schiefer mit *Posidonomya* zu bilden, die vor allem die tieferen Teile vertreten können. Das Martinien-Gestein reicht in die Artinsk-Stufe hinauf oder wird anderwärts im Hangenden durch eine rote sandige Serie mit *Bellerophon* (unten), *Schizodus wheeleri* (oben) und mit unterpermischen Brachiopoden ersetzt. Eine hangende fossilleere rote Folge (Wollastone-Vorland) mag dem Kungur entsprechen.

Die unterpermische Folge wird in der Arktis meist unmittelbar von Trias überdeckt. In Ostgrönland fanden sich indessen in untertriadischen Konglomeraten graue und weiße Kalkblöcke mit der typischen deutschen Zechsteinfauna. Jedenfalls war also ein oberpermisches Meer in der Arktis vorhanden, welches über England und die Nordsee nach Deutschland fortsetzte.

C. Das eurasiatische Mittelmeer

Die bunte kontinentale Fazies eines Trockenklimas ist in Südwesteuropa (Ostpyrenäen, Ostspanien) und Nordwestafrika (Algier, Marokko) weit verbreitet. Eine Abtrennung von der konkordant auflagernden Trias ist aber nur selten möglich; nur im zentralen Marokko hat H. TERMIER neuerdings typisches Autunien (Unterrotliegendes) mit Pflanzen gefunden. Das iberomarokkanische Gebiet kann aber nicht einfach als Fortsetzung des mitteleuropäischen Rotliegenden betrachtet werden, da in den mittleren Pyrenäen marine Schiefer mit *Agathiceras, Daraelites, Paraceltites, Popanoceras* und anderen tiefpermischen Formen auftreten; auch von Menorca haben HOLLISTER und SCHINDEWOLF (1934) aus einer mächtigen, ins Namur hinabreichenden Grauwacken- und Schiefer-Folge permische Ammonoideen beschrieben. Ein stefano-permischer Meeresarm reichte also, von Osten kommend, für kurze Zeit zwischen die mitteleuropäische und iberomarokkanische Provinz hinein.

Diese westliche Ausstülpung der spätpaläozoischen Tethys erweitert sich nach Osten. Hierzu gehört das altberühmte Vorkommen von Sosio auf Sizilien, wo mehrere kleine Schollen von hellem Permkalk in anomalem Kontakt mit Trias lagern. Die sehr reiche Fauna enthält *Propinacoceras, Agathiceras, Popanoceras, Thalassoceras, Cyclolobus,* viele Nautiloideen, Schnecken, Brachiopoden *(Spirifer, Productus, Scacchinella, Richthofenia, Lyttonia)* und Fusuliniden *(Neoschwagerina, Sumatrina* usw.). Die Entwicklungshöhe der Ammonoideen deutet auf oberes Mittelperm (Sosio-Stufe). Eine ganz ähnliche Fauna fand sich neuerdings in Kalkbänken inmitten mächtiger bunter klastischer Serien in Tunis.

Während auf Korsika, Sardinien und im Apennin kontinentale Entwicklung herrscht (Verrucano), greift weiter im Osten das permische Meer nordwärts bis in die Karnischen Alpen vor. Hier folgen auf die oberkarbonischen Auernigg-Schichten (s. S. 283) konkordant die Rattendorfer Schichten, bestehend aus zwei Schwagerinenkalk-Komplexen (135 m und 70 m) und dazwischenliegenden Konglomeraten, Sandsteinbänken und Schiefern (Grenzlandbänke, 70 m). Die Brachiopoden- und Foraminiferen-Fauna

entspricht der Sakmara-Stufe Osteuropas. Darüber liegt die 300 bis 400 m mächtige, aber nicht überall entwickelte Folge des Trogkofelkalkes – dickbankige, rötliche bis dunkelrote Kalke, zum Teil in Breccien übergehend. Die reiche Fauna enthält Ammonoideen *(Popanoceras, Agathiceras, Medlicottia artiensis),* Fusuliniden, zahlreiche Brachiopoden, Korallen und Diploporen, welche ein unterpermisches (Artinsk- und vielleicht Kungur-) Alter beweisen. Über dem Trogkofelkalk liegen gelegentlich Breccien (Tarviser Breccie) oder rote Schiefer mit Porphyriten und Diabasen (Dimond-Decke).

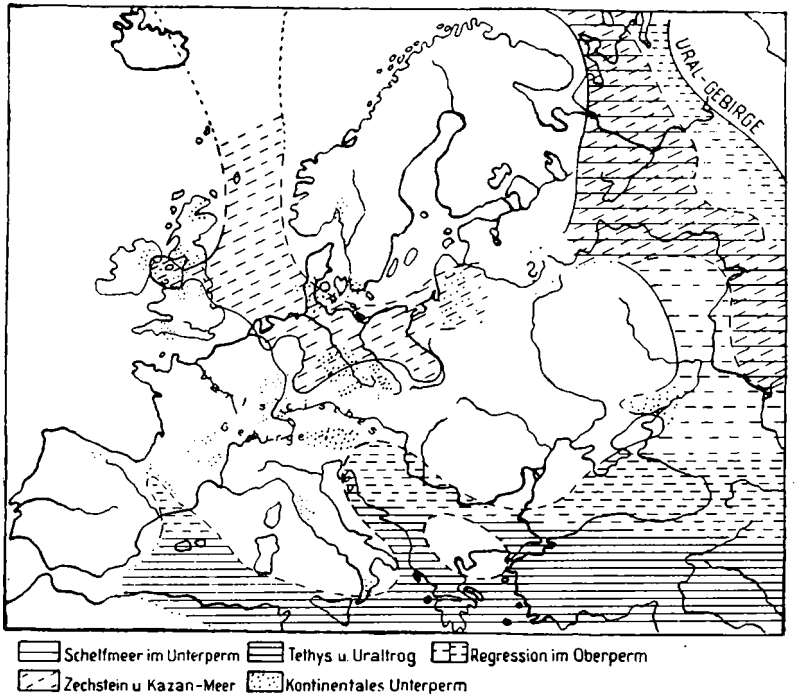


Abb. 116. Das Perm in Europa.

Diskordant über verschiedene ältere Serien bis zum tieferen Oberkarbon übergreifend, folgen nun die sandig-konglomeratischen Grödener Schichten, welche zum Teil in den Verrucano übergehen. Die unteren Teile könnten nach der Flora dem Kupferschiefer und vielleicht noch dem Oberrotliegenden entsprechen. Darüber folgt wieder eine marine Ingression, die eine lagunäre Folge von Kalk, Dolomit, Sandstein und Gips hinterließ. Diese Bellerophon-Schichten enthalten neben spärlichen Ammonoideen *(Paralecanites),* Nautiloideen, *Bellerophon, Gyroporella,* auch Brachiopoden und Muscheln des deutschen Zechsteins einerseits, des indischen Productuskalkes andererseits.

Diese Ausbildung reicht nach Heritsch ostwärts bis in die Save-Falten Serbiens. Der schon im Karbon einsetzende Wechsel kontinentaler und mariner Schichten besteht

hier also im Perm weiter; es ist die nördliche Uferzone des Mittelmeeres. Südlich davon sind mittel- und oberpermische Faunen aus Dalmatien, Griechenland, der Ägäis und aus Kleinasien bekannt. Über Kleinasien zieht das Meer nach Armenien weiter, wo über dem Karbon von Djoulfa (Araxes-Enge) vor allem das Oberperm durch Brachiopoden (unten) und Ammonoideen (oben) reich vertreten ist. Unter den letzteren fallen die Triasvorläufer auf *(Otoceras, Hungarites);* die Folge geht unmittelbar in die hangende Trias über. Ein nördlicher Meeresarm mit marinem Unterperm ist aus der Krim und dem Kaukasus bekannt. Diese Folge nimmt nach BORISSJAK noch an der jungpaläozoischen Faltung teil. Hier ist die Verbindung nach dem Uralmeer zu suchen. Nach HERITSCH hat sich das permische Meer im Laufe dieser Zeit südwärts verschoben; als zusammenhängendes Mittelmeer existiert es erst seit dem höheren Perm.

Das Mittelmeer Asiens zeigt von Norden nach Süden drei Entwicklungstypen, welche auch (KOSSMAT und HERITSCH) eine Regression im Norden und eine Transgression nach Süden mit deutlicher Beziehung zur paläozoischen Gebirgsbildung erweisen.

1. Im Norden besteht im Transalai eine Diskordanz zwischen dem Schwagerinenkalk und der hangenden tuffogenen Serie unsicheren Alters; in Buchara (Darwas) liegen dagegen übereinander Schwagerinenkalk, Sandsteine und Schiefer mit Ammonoideen der Artinsk-Stufe und bunte Sandsteine, Salztone und Bryozoenriffe des Oberperm, welche zur kontinentalen Trias überleiten. Das erinnert an Osteuropa.

2. Eine mittlere Zone vollständiger Entwicklung setzt über Persien und Afghanistan nach dem Pamir, Karakorum und weiterhin nach dem Kuenlun und dem tibetanischen Saum des Himalaya fort; hier ist auch das Oberperm durch Kalke mit Ammoneen *(Cyclolobus, Xenaspis)* und Fusuliniden vertreten.

3. Für den südlichen Streifen sind die Profile aus dem Salt Range, Kaschmir und Himalaya wichtig.

a) Im Salt Range liegt diskordant auf älteren Schichten zunächst die Pendschab-Serie (200 bis 300 m), welche mit den glazialen Blocklehmen der Talchir-Gruppe beginnt; diese werden von olivgrünen Sandsteinen mit *Eurydesma globosum* unten und *Conularia laevigata* oben überlagert, einer Kaltwasserfazies, die enge Beziehungen zu Australien besitzt; darüber folgen fleckige Sandsteine mit darin eingeschaltetem „Lavendelton". Diese untere, „glaziale" Folge beginnt vielleicht schon im Stefan und umfaßt noch die Sakmarische Stufe (s. auch S. 343). Im oberen Fleckensandstein stellen sich kalkige Lagen und dunkle Schiefer ein, so daß dieser Sandstein unmittelbar mit dem unteren Productuskalk oder der Amb-Gruppe (60 m) verknüpft ist, welche die Basis der Damuda-Gruppe (S. 343) bildet. Sie besteht aus Kalken mit *Spirifer marcoui* unten und *Pseudofusulina kattaensis* oben und wird gelegentlich von Schiefern mit *Glossopteris* und *Gangamopteris* bedeckt.

Der mittlere Productuskalk oder das Virgal (100 m) wird in die Zonen der *Lyttonia nobilis* und des *Xenodiscus carbonarius* gegliedert. Hier treten die Ammoniten gegenüber reichlichen Korallen und Brachiopoden zurück.

Der obere Productuskalk oder das Chideru (100 m) wird in 6 Zonen gegliedert; von unten: 1. *Prod. lineatus (cora);* 2. *Derbya hemisphaerica;* 3. *Cyclolobus oldhami;* 4. *Bellerophon impressus;* 5. *Episageceras wynnei;* 6. *Euphemus indicus.* Außerdem treten häufig auf: *Popanoceras priscum, Stacheoceras, Xenodiscus plicatus, Medlicottia prima; Productus indicus.* 62 Arten sind mit dem mittleren Productuskalk gemeinsam. Unter den Mollusken treten auch Zechsteinarten auf. Korallen sind unselten. Im Hangenden folgt Trias.

b) In Kaschmir liegt über Unterkarbon die Panjal-Serie von Vulkaniten mit *Eurydesma*-Tonen (Stefan-Sakmara). Nach einer Lücke folgen Schiefer mit *Gangamopteris* und marine Kalksandsteine mit der Fauna des oberen Productus-Kalkes (Zewan beds). Es ist mög-

lich, daß hier die Landbrücke zu suchen ist, welche eine Einwanderung gondwanidischer Elemente nach Angaraland ermöglichte.

c) Im Himalaya (Spiti) liegen an der Basis Konglomerate und Sandstein, darüber Kalksandstein mit *Spirifer fasciger, Sp. marcoui,* dann dunkle Schiefer mit Kalkbänken *(Xenodiscus, Cyclolobus).* Im Hangenden erscheinen Muscheln und Schnecken des Virgal und Chideru und dann Schiefer mit *Otoceras* der permo-triadischen Grenze.

Die Stellung der Himalaya-Faunen war lange strittig, doch steht heute fest, daß die Productuskalke höheres Perm darstellen und daß die Fauna eine Fortentwicklung der unterpermischen Gemeinschaften darstellt, welche in Osteuropa im Artinsk abbrechen, im westeuropäischen Binnenmeer aber kaum vertreten sind.

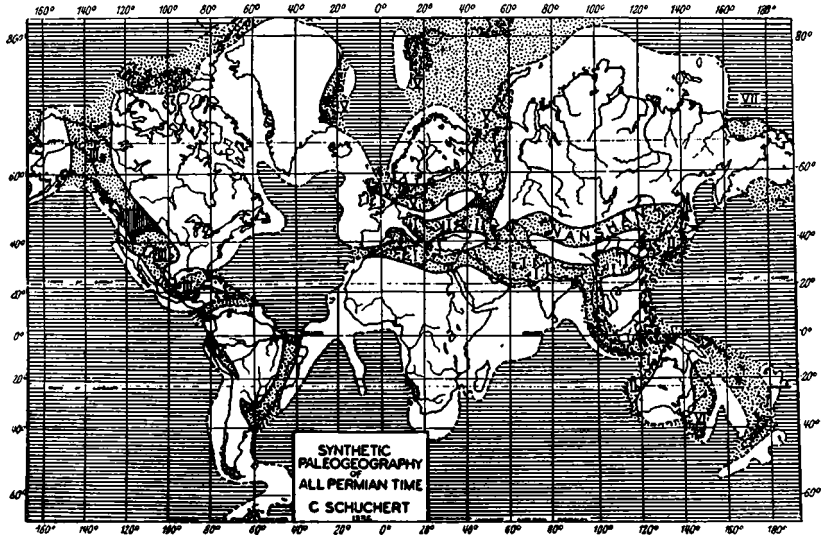


Abb. 117. Weltkarte der Permmeere nach SCHUCHERT, 1935.
Horizontale Schraffur Ozean; Punkte Nebenmeere; weiß Festland; vertikale Schraffur Landbarren; Marine Faunenprovinzen: I Tethys, Ia Timor, Ib Westaustralien, II Nordpazifik, III Nordamerik. Kordilleren, IIIa Alaska, IIIb Texas, IV Anden, V Uralisch-germanisch, VI Kaltwasserprovinz Ostaustraliens, VII Kaltwasserprovinz Sibirien-Alaska.

Bei der Betrachtung Ostasiens geht man am besten von der Vorstellung zweier Meeresarme aus (Abb. 117), welche von Norden und Süden den vorwiegend aus kontinentalem Perm aufgebauten sinischen Block umfassen, sich aber an der pazifischen Küste und in Japan wieder vereinen. Der nördliche Arm (Nanshan-Geosynklinale) zieht vom Tjanschan über Kobdo nach der inneren Mongolei, wo bei Jirsu Honger eine 1200 m mächtige, sandig-schieferige Folge mit Riffkalken diskordant auf Unterkarbon lagert. Die Brachiopoden und Korallen entsprechen nach GRABAU und HERITSCH dem Virgal. Sandsteine der Artinskstufe sind aus Transbaikalien bekannt; in der südlichen Mandschurei wechsellagern Schwagerinenkalke mit Kohlenschichten; im Fernostbezirk enthält eine Kalkschieferfolge die Fauna des Productuskalkes, in Japan endlich sind Unter- und Oberperm marin entwickelt.

Der südliche Meeresarm zieht vom Himalaya mit einem Ast nach Setschwan, Yünnan und weiter nach Indochina, mit dem anderen nach der Ostküste über Loping, Nankin nach Japan, wo er sich mit dem Nordarm verbindet.

Über dem Mittelkarbon liegt in Südchina diskordant die marine Chuanshan-Folge mit *Schwagerina princeps, Triticites* und *Stylidophyllum voltzi* (Oberstefan bis Sakmara-Stufe). Im nördlichen China entspricht ihr die Taigan-Folge, eine Wechsellagerung von Foraminiferenkalken und paralischen Kohlenflözen. Während dieser Zeit weicht das Meer nach Süden zurück. Im Hangenden folgt eine Lücke, und dann greift die Yangsin-Serie wieder nach Norden vor; sie besteht aus zwei Folgen (vgl. Tabelle S. 345):

Die untere Folge (Chihsia) enthält die Zonen der *Tetrapora elegantula* und *Polythecalis yangtzeensis;* die Brachiopoden und Fusulinen weisen auf Artinsk hin. Die obere Folge (Maoku) besteht aus den Zonen der *Wentzelella timorica, Neoschwagerina craticulifera, Plicatifera minori* und entspricht dem Virgal. In der Chihsia-Gruppe liegen in Nordchina die Hauptflöze von Shansi, während darüber die kontinentale Shihotse-Gruppe dem Maoku entspricht; sie enthält *Callipteris* und die ersten Vertreter der *Gigantopteris*-Flora.

Nach einer bedeutenden Regression, die mit Bodenbewegungen und Basaltergüssen verknüpft war (Omeishan-Basalt, 1000 m mächtig) greift in Südchina wieder die marine Loping-Serie mit Fauna des oberen Productuskalkes über. Sie geht zum Teil in kontinentale Schichten mit *Gigantopteris*-Flora über und wird in Nordchina durch die obere Shihotse-Gruppe mit Kohlenflözen vertreten.

Die Hauptflözbildung ist demnach in Ostasien jünger als in Europa und entspricht vor allem dem Artinsk. Die Vorräte werden heute auf 200 Milliarden t geschätzt.

Von Yünnan zieht der südliche Meeresarm über Indochina nach dem Malayischen Archipel. Am besten bekannt ist die mächtige, kalkig-mergelige Flachwasserfolge von Timor mit Einschaltung von Konglomeraten, Tuffen und Diabasmandelsteinen; sie wird konkordant von Trias überdeckt. Die etwa 600 Arten umfassende Fauna ist besonders reich an Echinodermen (240 Arten), welche einen Lokalcharakter tragen, während die Brachiopoden kosmopolitisch sind. Korallen, Ammoniten und Foraminiferen ermöglichen stratigraphische Vergleiche und eine Gliederung in fünf Faunen (von oben):

Amarassi-Stufe — wohl der Djulfa-Fauna entsprechend (höherer Zechstein).

Basleo-Stufe mit reicher Echinodermenfauna; die Ammonoideen sprechen nach WANNER für Oberperm.

Tae-Wei-Schichten — eine neuerdings aufgefundene Fauna von Ammonoideen, Crinoideen, Blastoideen, Muscheln und Schnecken, die eine Lücke zwischen Bitauni und Basleo ausfüllt und mit Sosio bzw. Word zu vergleichen ist. Hierzu auch die *Atomodesma*-Schichten mit *Waagenoceras megaphyllum.*

Bitauni — oben schon *Eumedlicottia* und *Stacheoceras,* unten *Marathonites* und *Paraperrinites,* also im wesentlichen Artinsk-St. im engeren Sinne (Trogkofel-St.).

Somohole-Stufe — mit Schwagerinen; wohl ein Äquivalent der Sakmara (= Rattendorfer) Stufe.

Leider hat sich diese biostratigraphisch sehr vollständige Serie nicht in einem zusammenhängenden Profil gefunden.

D. Der Angara-Kontinent

Wie schon früher gesagt wurde, ist das Alter der produktiven Serie, welche in Nordasien diskordant über dem Unterkarbon liegt, noch nicht restlos geklärt; indessen ist es heute wahrscheinlich, daß die Schichten mit der reichsten Flözführung dem Perm angehören.

Kennzeichnend für die Angara-Flora ist eine Mischung gondwanischer *(Noeggerathiopsis aequalis, Gangamopteris, Phyllotheca)* und europäischer *(Pecopteris, Odontopteris, Callipteris)* Elemente. Häufig sind verkieselte Stämme von *Dadoxylon tschichatscheffi.* Im Oberperm (tatarische Stufe) dringt diese Flora bis Nordosteuropa (nördliche Düna) vor.

Die Becken der Kirgisensteppe und die von Kusnezk und Minussinsk haben den Charakter von Rand- oder Innensenken der asiatischen Varisciden. Die Mächtigkeit der in ihnen abgelagerten monotonen Sandstein-Schiefer-Kohlenfolgen erreicht bei Kusnezk 8000 m. Der Kohlenvorrat wird dort auf 400 bis 500 Milliarden t geschätzt. Das nordsibirische Tungusker Becken bedeckt ein Areal von etwa 1 Million qkm, ist aber insofern anders gebaut, als die Folge hier wenig mächtig ist und nur 1 bis 2 Flöze enthält. Das flach lagernde Perm ist dem stabilen Angara-Schild aufgesetzt, dessen weitspannige Senkung schon im Oberkarbon begann. Nach der Ablagerung der Kohlenserie erfolgten hier die gewaltigen Ergüsse und Intrusionen des sibirischen Trappes (Basalt), welche die Kohle zum Teil zu Anthrazit und Graphit veränderten. Die Altersstellung der Trappe ist nicht sicher.

Östlich des Flußgebietes von Jenissei und Tunguska ist die permische Angarafolge kaum bekannt. Nur im Nanshan hat die SVEN HEDINsche Expedition die Kusnezker Flora im Hangenden der Shihotse-Schichten gefunden, und in der Mandschurei überlagert die Angara-Flora (Kusnezk) die ältere Cathaysia-Flora, ohne sich mit ihr zu vermischen. Vermutlich ist das ein Zeugnis für die spätpermische Verschmelzung von Angaraland und Sinischem Block, d. h. für die Verlandung des nördlichen Astes der asiatischen Geosynklinale.

E. Nordamerika

Das Perm Nordamerikas kann spiegelbildlich mit dem von Europa verglichen werden:

1. Im Osten, d. h. im Bereich der Appalachenfaltung finden sich Konglomerate und Sandsteine (Massachusetts, Neu-Schottland); dazu gehören die barren coal measures und die Dunkard-Gruppe von Virginia, Pennsylvanien usw. mit karbonisch-permischer Mischflora und Insekten von permischem Typus. Es ist die Fazies des Rotliegenden, stratigraphisch vielleicht unter Einschluß von Stefan und Westfal D (nach JONGMANS und PRUVOST 1950). Am Ende des Unterperm erfolgt in den Appalachen eine starke Tektogenese (saalisch).

2. In den zentralen Ebenen des Kontinents (Kansas, Oklahoma, Texas) erinnert das Perm an Osteuropa. Es war das ein weites Becken, welches im Südwesten vom Lande Llanoria begrenzt war, im Süden aber mit einem offenen Meere im Raume des Mexikanischen Golfes in Verbindung stand. Die Fazies ist paralisch, d. h. sie besteht, wie im Karbon (S. 294), aus einer Wechsellagerung mariner Kalke und bunter klastischer Schichten in zyklischer Wiederholung. MOORE unterscheidet in Kansas 46 Kleinzyklen (Cyclothemen) mit den folgenden Phasen: 1. Rote, dann grüne Tone ohne marine Fauna; 2. *Lingula*-Phase; 3. Muschel-Phase; 4. Brachiopoden-Phase; 5. Fusulinen-Phase

und dann wieder 4, 3, 2, 1 bis zum nächsten Zyklus. Das klastische Material wurde von Osten und Südosten zugeführt, von wo auch die Verlandung einsetzte, die mit einer Eindampfung (Salz) abschloß (Mächtigkeit etwa 1000 m).

Die untere Grenze wird heute an die Basis der marinen oberen Cisco-Stufe (Texas) oder des oberen Virgil (Kansas) gestellt, welche wegen Vorkommens von *Schwagerina* und *Pseudofusulina* mit der Sakmara-Stufe verglichen werden. Die hangende Wichita-Albany- (Texas) oder Big-Blue-Serie mit der erwähnten, rhythmischen Gliederung enthält in Texas Ammonoideen *(Medlicottia, Artinskia, Perrinites),* in Kansas Schwagerinen und Pseudofusulinen des tieferen Artinsk. In terrestrischen Lagen finden sich zahlreiche Pelycosaurier, Cotylosaurier und Stegocephalen, im oberen Teil (Wellington) vorzüglich erhaltene Insekten. Die begleitende Flora ist ein Gemisch europäischer und ostasiatischer Elemente. Oben erscheinen auch gondwanidische Gattungen *(Glenopteris).*

Das höhere Perm läßt SCHUCHERT mit der Clear-Fork-Serie beginnen, die mit einer Erosionsdiskordanz abschließt. Darüber liegt ein Konglomerat und dann eine Folge roter Tone, Sandsteine, Dolomite mit Gips und Salz (auch Kalisalz). Diese Double Mountain- (Texas) oder Cimarron-Serie (Kansas) enthält noch eine Lage mit *Perrinites* und oben eine marine Schicht mit *Dielasma,* Muscheln und Schnecken.

3. Im westlichen Texas und Neu-Mexiko (Marathon-Gebiet, Glass-Berge, Guadalupe) ist dagegen das 2000 m mächtige Perm rein marin und wird als Typus der Normalgliederung angesehen. Unten bestehen Analogien zum Ural.

Über gefaltetem Karbon, welches oben noch Ammonoideen des Stefan oder der Gschel-Stufe führt *(Uddenites schucherti, Agathiceras frechi, Shumardites, Schistoceras),* folgt diskordant (Marathon-Orogenese) das Wolfcamp, eine 180 m mächtige Folge von Kalk und Kieselschiefer mit *Pseudoschwagerina kansaensis* an der Basis. Höher oben erscheinen Brachiopoden, *Schwagerina uddeni, Perrinites* und *Prothalassoceras.* Es sind Äquivalente des oberen Cisco und Wichita, d. h. der Sakmarischen und tieferen Artinsk-Stufe (SCHUCHERT gab 1936 eine etwas abweichende Einstufung).

Nach einer Erosionsdiskordanz folgt die Hess-Leonard-Formation, 600 bis 700 m Kalk, Dolomit und Schiefer. *Parafusulina* und *Pseudofusulina* sind bezeichnend; häufig sind Brachiopoden *(Productus, Richthofenia, Meekella, Spirifer)* und große Schnecken. In der Mitte finden sich *Perrinites, Medlicottia whitneyi, Adrianites.* Es ist Oberartinsk (? und Kungur), bzw. ein Äquivalent des unteren Trogkofelkalkes, der Bitauni- oder unteren Chishia-Stufe (nach HERITSCH).

Die hangende Wordformation (500 m) besteht zur Hälfte aus Kalk und Dolomit, zur anderen aus Sandstein und Schiefer. In der Mitte liegt eine reiche Ammonoideenfauna mit *Waagenoceras dieneri, Medlicottia burckhardti, Agathiceras, Adrianites, Stacheoceras, Parafusulina, Pseudofusulina,* ferner *Productus, Richthofenia, Lyttonia.* Höher oben folgt eine ähnliche Foraminiferen-Brachiopodenfauna ohne Ammonoideen. Es sind Äquivalente des oberen Trogkofelkalkes, Basleo, mittleren Chishia und Sosio (Sizilien).

Das Oberperm oder die Capitan-Formation wird 900 m mächtig. Unten liegen Riffkalke (Vidrio) oder sandige Schiefer (Altada), höher dünnbankige Kalke (Gilliam), dann massiger Dolomit (Tessey). In den Guadalupe-Bergen, wo Riffkalke (Algen) und oben Gipse vorherrschen, ist eine reiche Fauna bekannt mit spezialisierten Fusuliniden *(Polydiexodina),* zahlreichen Bryozoen, Schwämmen, Brachiopoden, Muscheln und Korallen. Über einer Diskordanz folgt ein pflanzenführendes Konglomerat (Bissett) von vermutlich noch oberpermischem Alter.

Paläogeographisch ergibt sich folgendes (s. Abb. 117): Im tiefsten Perm besteht ein Meeresbecken im Süden der zentralen Ebenen und in den östlichen Kordilleren; dieses Becken, eine Fortsetzung des oberkarbonischen, erweitert sich dann im Leonard nach Nordwesten und tritt mit dem Kalifornischen Meer in Verbindung. Etwas später

(Word) verbindet es sich auch gegen Norden über Britisch-Kolumbien, Yukon mit dem arktischen Becken von Alaska. Die Word-Zeit entspricht also der größten Transgression. Zugleich beginnt aber von Osten (Appalachen) und Südosten (Llanoria) die Zuschüttung dieses Beckens, in dem die Arbuckle- und Wichita-Berge Inseln darstellen. Das immer stärker betonte Trockenklima begünstigt die chemische Sedimentation. Die üppig gedeihenden Riffe des Capitan bilden schließlich eine NO-SW gestreckte Barre, südöstlich von der ein abgeriegeltes Becken mit gewaltiger Salzausscheidung übrigbleibt. Die Struktur dieses Beckens mit seinen Salzdomen und der Ölführung erinnert an Norddeutschland und an das Uralvorland. Zum Schluß des Perms ist fast der ganze Erdteil vom Meere befreit. Dagegen bestand im äußersten Westen von Alaska bis Kalifornien ein ziemlich permanenter Kordillerentrog von geosynklinalem Charakter mit mächtigen detritischen Sedimenten (3000 m) und zahlreichen Vulkaniten.

F. Die Südkontinente

Sehr ausgeprägt sind im Perm die gegenseitigen Beziehungen zwischen Südafrika, Madagaskar, Vorderindien, Australien und Südamerika. Hier sind vorwiegend kontinentale Sedimente vorhanden; fast überall wurden Vereisungsspuren nachgewiesen, die schon im Karbon beginnen; es herrscht die *Glossopteris*-Flora vor, welche von hier nach Norden einwandert. Bezeichnend ist der gelegentliche Reichtum an Stegocephalen und Reptilien.

Das klassische Land für die Erforschung des südlichen Perms ist Südafrika. Das Gebiet stellte im oberen Paläozoikum eine Niederung dar, welche gelegentlich von einem See oder Ästuar eingenommen wurde und im Norden und Süden von höherem Lande begrenzt war; nur im Westen könnte ein mariner Golf gelegen haben (*Eurydesma* und Conularien in Südwest-Afrika).

Die Schichtenfolge dieses Karru-Systems kann nach DU TOIT (1926) wie folgt dargestellt werden (von oben):

Stormberg-Serie. Rhät-Mitteltrias. Sandsteine und bunte Tone mit Reptilien, Stegocephalen und Pflanzen, unter denen noch *Glossopteris* auftritt. Siehe bei Trias.

Obere Beaufort-Serie. Tiefere Trias. Gelbe Arkosen und bunte Tone. Reptilien, Stegocephalen; *Glossopteris*-Flora.

Mittlere Beaufort-Serie. Oberstes Perm: 1300 bis 2000 m gelbe Sandsteine und rote sandige Tone. *Glossopteris* häufig, daneben *Sphenopteris, Taeniopteris, Phyllotheca, Schizoneura, Dadoxylon;* viele Süßwassermuscheln, zahlreiche Amphibien und Reptilien, insbesondere *Deuterosaurus, Dicynodon, Therocephalia,* Gorgonopsiden. Als Zonenfossil gilt *Lystrosaurus.*

Untere Beaufort-Serie. Oberperm: 800 bis 1000 m; blaue und grüne Sandsteine und rote Tone. Sehr zahlreiche Reptilien, und zwar oben *Cistecephalus,* tiefer Dicynodontier (*Endothiodon*-Zone), unten Pareiasaurier und Dicynodontier (*Tapinocephalus*-Zone). Auch andere Reptilien und Stegocephalen sind häufig. In Natal durch helle, grobe Sandsteine mit Kohleschiefern vertreten.

Ecca-Serie. Unterperm: 700 bis 2000 m blaue Tone und Sandsteine mit Kohlen, See- und Flußablagerungen eines feuchteren Klimas als oben. Zwischen blauen Schiefern, die oben *Gangamopteris* und *Noeggerathiopsis* führen, liegen Arkosen mit Kohleflözen und Eisenerzlagern. Die reiche Flora ist ein Gemisch gondwanischer und nördlicher Elemente.

Dwyka-Serie. 500 bis 800 m olivgrüne Sandsteine und Schiefer, anscheinend limnische Kaltwassersedimente; stellenweise sind es typische Bändertone mit jahreszeitlicher Schichtung. Nur in Südwestafrika treten marine Lagen mit *Mesosaurus, Eurydesma* und Conularien auf. An der Basis liegen Tillite, d. h. verfestigte Geschiebelehme mit gekritzten Geschieben.



Abb. 118. Die glaziär geschliffene Unterlage des Dwyka-Tillites bei Kimberley. Aus KOSSMAT, 1936, phot. Dr. HEINKE.

Das basale Tillit liegt in Transvaal auf poliertem und geschrammtem Untergrund (Abb. 118), während in der Kapkolonie im Süden glaziäre Driftsedimente an seine Stelle treten. Die Eisbewegung war, wie die Richtung der Schrammen zeigt, im Mittelgebiet von Norden nach Süden, im Osten nach Westen, in Südwestafrika nach WSW gerichtet. Es bestanden also mehrere Vereisungs-Zentren und eine Abdachung nach Süden und Westen; die Eisströme flossen wohl zusammen und bildeten eine Barriere am Rande des Kap-Beckens, in dem das Eis kalbte. Anzeichen für zwei Eisvorstöße (von verschiedenen Zentren ausgehend) mit interglazialer Phase sind vorhanden (Abb. 119). Ob die Vereisung oberkarbonisch oder tiefpermisch ist, steht nicht sicher fest.

Auf Madagaskar treten die Tillite auch auf und werden von Schichten mit *Gangamopteris* überlagert. Die hangende Beaufort-Serie wird im Norden durch kalkige Schichten mit *Productus, Schizodus, Xenaspis* und Tone mit *Medlicottia, Cyclolobus* und *Hungarites* ersetzt, welche von mariner Untertrias überlagert werden. Schon im Perm war also ein Meeresarm zwischen Afrika und Indien angelegt. Diese auf Altkristallin übergreifende Folge ist auch im Tanganjika-Territorium (Ruhambe) bekannt.

Vorderindien gehörte zum Nordsaum des Gondwana-Kontinents (altindisches Königreich Gond). Die Hauptverbreitung des Perms liegt in Bengalen und in dem schon erwähnten Gebiet von Salt-Range und Kaschmir. Die bengalische Folge, die an Afrika erinnert, wird nach WADIA (1919), DE COTTER (1917) und HOLLAND (1926) wie folgt gegliedert:

Obergondwana: Unterkreide bis Rhät.

Mittelgondwana: Trias bis ? Oberperm. Sehr mächtige, vorwiegend klastische Gesteine, die neben triadischen Stegocephalen und Reptilien (oben) auch die typische *Glossopteris*-Flora und altertümliche Wirbeltiere führen.

Unterbrechung.

Untergondwana, gegliedert in:

Damuda-Serie: 2500 m Sandsteine und Schiefer mit Kohlen oben (Ranigani) und unten (Barakar) und siderithaltigen Kalkschiefern in der Mitte. Die Flora enthält oben europäische Gattungen nebst *Phyllotheca*. In Mittelindien (Amaria) ist in dem tieferen Damuda ein mariner Kalk mit *Productus* und *Spirifer* von permischem Gepräge eingeschaltet. Die Folge entspricht dem Productuskalk im Norden oder den Ecca-Schichten Afrikas.

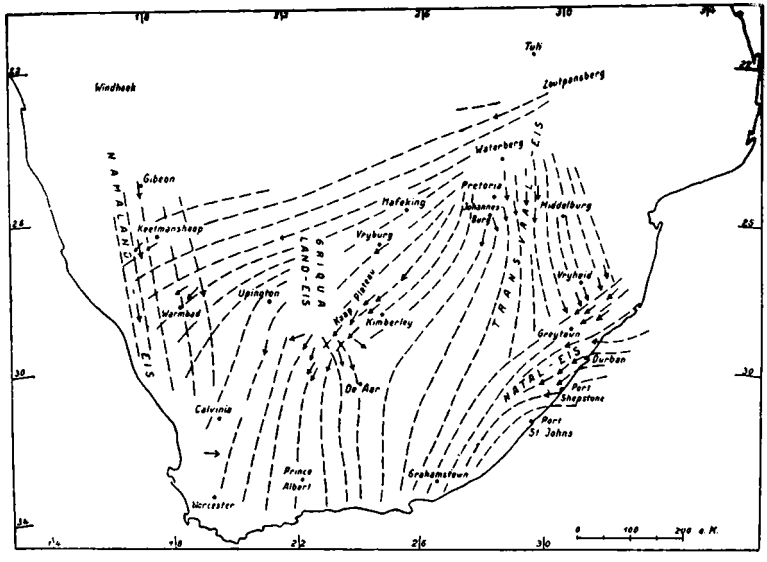


Abb. 119. Die Vereisungszentren und die Richtung der Eisbewegung im südafrikanischen Perm. Aus KRENKEL, 1928.

Talchir-Serie: oben 200 m Sandstein und Konglomerat mit etwas Kohle (Karhabari), reicher Flora *(Glossopteris, Gangamopteris, Noeggerathiopsis)*, unten fluvioglaziale Schichten mit Bändertonen, unterlagert von echtem Tillit mit gekritzten Geschieben, der teils als Drift, teils als echte Moräne (polierter Untergrund!) zu deuten ist. An der Basis Diskordanz.

Die Talchir-Serie entspricht sicher dem Pendschab weiter im Norden (S. 396); die basalen Tillite treten auch in Kaschmir auf, sie wurden früher in das Perm gestellt (SCHUCHERT), gelten aber heute meist als oberstes Karbon. Die Karhabari-Serie ist ein Äquivalent des olivgrünen Sandsteins bzw. der Kaltwasserfolge mit *Eurydesma*. Die Eisbewegung war im Salt-Range nach Norden, d. h. vom Äquator weg), in Bengalen anscheinend zum Teil entgegengesetzt gerichtet.

In Australien bestehen eindeutige Beweise für jungpaläozoische Vereisungen in Viktoria, Queensland, Neu-Südwales, Tasmanien, aber auch an der Süd- und Westküste. Besonders bedeutsam sind die Profile von Neu-Südwales, mit mehreren Eiszeiten im Karbon und Perm.

Die Gliederung nach DAVID und SÜSSMILCH (1931) ist wie folgt:

Trias-Wianamatta-Schiefer, kontinental.

Obere Kohlenserie — bis 2000 m, mit Kohlenflözen oben (Newcastle) und unten (Tomago). *Glossopteris*-Flora, Amphibien, *Estheria, Leaia,* Insekten.

Obere marine Serie — 1000 bis 2000 m Tone und Sandsteine mit Korallen, Crinoiden, Bryozoen, Brachiopoden, *Eurydesma cordatum* und anderen Muscheln, Schnecken und *Agathiceras micromphalum.* Unten zwei konglomeratische Zonen, die als glaziäre Drift aufgefaßt werden. — V. glazialer Horizont.

Untere Kohlenserie — bis 700 m. Greta-Coal-Flöze, mit Gondwana-Flora; vulkanische Einschaltungen häufig.

Untere marine Serie mit *Productus, Eurydesma cordatum, Conularien,* zahlreichen Muscheln und Schnecken. Unten glaziales Annandale-Konglomerat mit Bänken von *Eurydesma* — IV. glazialer Horizont.

Lochinvar-Serie — 800 m. Oben marine Sandsteine mit Conularien, oberer Kalkbank (Bryozoen, Muscheln, Schnecken) und liegender Bank mit *Eurydesma hobbartense;* unten Haupt-Tillit, weiter im Süden (Viktoria) auf geschrammter Unterlage — III. glazialer Horizont.

Kuttung-Serie — 2000 m. Unterkarbon (? bis Westfal) mit „*Rhacopteris*"-Flora und zwei glazialen Horizonten. Vulkanische Einschaltungen häufig. I. und II. glazialer Horizont.

Burindi-Serie — 2000 bis 3000 m. Unterkarbon mit *Lepidodendron* und marinen Lagen.

Die Lochinvar-Serie wird von DAVID und SÜSSMILCH dem obersten Karbon zugewiesen; SCHUCHERT betrachtet sie als Äquivalent des indischen Glazials.

Das Vereisungsgebiet lag im Südwesten Australiens; die Eisbewegung war nach Norden gerichtet. In Queensland und Westaustralien werden die Grundmoränen durch glaziäre Driftablagerungen ersetzt. Bezeichnend sind Faziesunterschiede in den eingeschalteten marinen Sedimenten: im Osten sind *Eurydesma* und Conularien für die kalte Fazies kennzeichnend; im Westen besteht eher Beziehung zu dem „warmen" Productuskalk, so daß eine Meeresverbindung nach Indien möglich wäre, die schon damals Australien von dem übrigen Gondwanaland trennte.

Während aus der Antarktis nur Sandsteine mit *Glossopteris*-Flora, aber ohne Vereisungsspuren bekannt sind, haben sich in S ü d a m e r i k a solche an zahlreichen Stellen gefunden. Am deutlichsten sind sie auf den Falklandinseln, wo über geschrammtem Untergrund (Schrammen in N-S) ein Tillit und darüber die typische Gondwana-Flora lagert. Auf dem Kontinent selbst ist zwar ein geschrammter Untergrund seltener, aber Blocklehme karbonischen und permischen Alters besitzen weite Verbreitung im Osten (Sierra de la Ventana, Uruguay, Süd-Brasilien) und Westen (Westargentinien, Bolivien). Auffallend ist die Vergesellschaftung der glaziären Sedimente mit einer Flora, welche neben typischen Gondwanapflanzen auch europäische Elemente enthält. In Südbrasilien und bei Buenos-Aires verzahnen sich die Tillite mit marinen Schichten (Parana), die *Mesosaurus, Aviculopecten, Edmondia, Schizodus, Eurydesma* enthalten und wohl das Westufer des südatlantischen Golfes darstellen, dessen Ostsaum in Südwestafrika liegt.

Tabelle VII · Gliederung des Perm

	Stufen-Fossilien	Stufen	Zonen-Fossilien	Osteuropa	Karnische Alpen	Himalaya Salt Ranga	China	Timor	Nord-amerika	Deutschland
Ober-Perm	*Cyclolobus* *Polydiexodina*	Salt Range St.	Fauna von Djulfa	Tatarische Schichten = Chlynovsk Stufe	Bellerophon-Schichten	Otoceras-Sch.	?	Amarassi-Schichten	Tessey-Kalk	Mittlerer und Oberer Zechstein
	Timorites		*Sinophyllum kayseri*			Oberer Productus-Kalk = Chideru	Lopingian Chansing-Kalk		Capitan-Sch.	
						Mittl. Pr. K. = Virgal	Choutang-Kalk	Basleo-Schichten		
Mittel-Perm	*Waagenoceras* *Parafusulina*	Sosio St.	*Wentzelella timorica*	Kazan St. = russischer Zechstein Ufa-Sch. Kungur St.	Grödener Schichten Tarviser Breccie	Unterer Productus-Kalk = Amb-St.	? Maoku-Kalk	? Atomodesmen-Schichten	Word-St.	Ober- Unt. Zechstein Rotl.
							Yangsinian	Tae-Wei-Schichten		
	Perrinites	Trogkofel St.	*Polythecalis yangtseensis*	Artinsk-St. Krasnoufimsk Sarga Hor. Irgina Hor. *Pseudofusul. lutugini*	Trogkofel-Kalk	Pendschab-Serie	Chishia-Kalk	Bitauni-Schichten	Leonard-St.	Unteres und Mittleres Rotliegendes
			Tetrapora elegantula							
Unter-Perm	*Properrinites* *Pseudoschwagerina*	Rattendorfer St.	*Stylidophyllum voltzi* *Caninia sophiae* *Stylidophyllum stillei*	Sakmara-St. Tschernoretschensk-Horizont Juresan-Horizont	Rattendorf. Schicht. Ob. Schwagerinen-Kalk Grenzland-Bänke Unt. Schwagerinen-Kalk		Chuanshan-Kalk	Somohole-St.	Wolfcamp = ob. Cisco	
							Schichten m. *Schwagerina fusulinoides*			

XIII. SCHRIFTTUM PERM

AMALITZKY, V., Sur la découverte dans les dépôts permiens supérieurs du Nord de la Russie d'une flore glossoptérienne et des reptiles Pareiassaurus et Dicynodon. — C. R. Acad. Paris, 1901.

ARBER, Glossopteris-Flora. — Cat. Brit. Mus. Nat. Hist. 1905.

ARTHABER, G. v., Über das Paläozoikum in Hocharmenien und Persien. — Beitr. Paläont. Österreich-Ungarn und Orient, 12, 1900.

BENECKE, E., und VAN WERVEKE, L., Über das Rotliegende der Vogesen. — Mitt. Geol. Land. v. Elsaß-Lothringen, 1890.

BÖSE, E., Permocarb. ammonoides of the Glass mountains. — Univ. of Texas Bull., 1762, 1917.

BORN, A., Über jungpaläozoische kontinentale Geosynklinalen Mitteleuropas. — Abh. Senckenb. Naturf. Ges., 37, 1921.

BRANSON, C. G., Bibliographic Index of Permian Invertebrates. — Mem. Geol. Soc. America, 26. New York, 1948.

BUBNOFF, S. v.: Über die permische Formation und über geologische Zeitwenden. — Naturwissenschaften, 1931.

—, Oberperm und Trias der russischen Tafel. — Geol. Rundschau 31, 1940.

CLARKE, PRENDERGAST, TEICHERT, FAIRBRIDGE, Permian succession and structure in the Northern part of the Irwin Basin, Western Australia. — J. R. Soc. Westaustralia. 35. 1951.

DAVID, T. W. E., & SÜSSMILCH, C. A., Upper paleozoic glaciations of Australia. — Bull. geol. soc. America, 42, 1931.

—, The carboniferous and permian periods in Australia. — C. R. XVI. int. geol. Congr. Washington 1933.

DIENER, C., Zahlreiche Arbeiten in Palaeontologia indica über das Permokarbon Asiens. XV, I, Teil 2 bis 5 (1897 bis 1903), NS, Bd. 1, 3, Teil 2, 4 (1911, 1915).

—, & KOSSMAT, F., Die Bellerophonkalke von Oberkrain und ihre Brachiopodenfauna. — Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, 15, 1910.

—, Leitfossilien des marinen Perm. In Gürich, Leitfoss., 5. Lief., 1927. Daselbst paläont. Schrifttum.

DUNBAR, C. O., & SKINNER, J. W., Permian Fusulinidae of Texas. — Bull. 370/Austin, 1937.

DU TOIT, A. L., The geology of South-Africa. — Edinburgh 1926.

—, Zonen des Karroo-Systems. — Proc. geol. soc. South-Africa, 21, 1919.

—, The division of the late paleozoic formations of Gondwanaland. — C. R. XVI. intern. geol. Congr. Washington 1933 (1936).

ELIAS, M. K., Carboniferous and Permian of the southern Urals. — Amer. Journ. of Sc., 33, 1937. Referat über neue Arbeiten.

FALKE, H., Stratigraphische Probleme des pfälzischen Rotliegenden. — Neues Jb. Geol. Paläont., Monatsb., 1950.

FEDOROFF, A. N., Geologie und Erdölführung der russischen Tafel und des Embagebietes. — Moskau—Leningrad 1946.

FEISTMANTEL, Foss. Flora of the Gondwana-System. — Palaeont. indica, 1863 bis 1886.

FOX, C., The Gondwana System and related formations. — Mem. Geol. Surv. Ind. Vol. LVIII, 1931.
FREBOLD, H., Fauna, stratigraphische und paläogeographische Verhältnisse des ostgrönländischen Zechsteins. — Meddel. om Grönland, 84. Kopenhagen, 1931.
—, Zur Stratigraphie des oberen Jungpaläozoikums usw. Stille-Festschrift. — Stuttgart 1936.
FREDERIKS, G., The Permian of the Ural region. — C. R. XVI. intern. geol. Congr. Washington 1933 (1936).
FREYBERG, B. v., Paläogeographische Karte des Kupferschieferbeckens. — Jahrb. Hall. Verb. Halle 4, 1924.
—, Die Gondwana-Schichten in Minas Geraes. — Centralbl. f. Min. usw., 1930.
FRITSCH, A., Fauna der Gaskohle und der Kalksteine der Permformation Böhmens. 1901.
FULDA, E., Steinsalz und Kalisalze in: Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine von BEYSCHLAG, KRUSCH, VOGT. III, 2. Stuttgart 1938. Daselbst regionales Schrifttum.
—, Die Salzlagerstätten Deutschlands. — Deutscher Boden VI. Berlin 1938.
GAGEL, C., Über die stratigraphische Stellung und die Beschaffenheit der roten Permschichten Norddeutschlands. — Jahrb. preuß. geol. L., 46, 1926.
GERTH, H., Das Klima des Permzeitalters. — Geol. Rundschau. 40. 1952.
GEINITZ, H. B., Dyas. — Leipzig 1861/62 mit Nachträgen 1880, 1882.
GEMELLARO, G., Fauna dei calcari con Fusulina del fiume Sosio, 1887 bis 1899.
GIRTY, G. H., The Guadaloupian fauna. — U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 58, Washington 1908.
GRABAU, A. W., Permian of Mongolia. — Nat. hist. Central Asia, 4, 1931.
GRECO, B., La fauna permiana del Sosio. — Paläont. italica, 35, 1935, u. ff.
HERITSCH, F., Die Stratigraphie von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen. — Mitt. geol. Ges. Wien, 26, 1934.
—, Die rugosen Korallen und die Stratigraphie der Permformation. — Mitteil. Geol. Ges. Wien, 29, 1937.
—, Die stratigraphische Stellung des Trogkofelkalkes. — Neues Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 79, B., 1938.
—, Karbon und Perm in den Südalpen und in Südosteuropa. — Geol. Rundschau 30, 1939.
—, Perm. — Geol. Jahresberichte III A, 1941.
HOLTEDAHL, O., Jungpaläozoische Fossilien im Oslo-Gebiet. — Norsk Geol. Tidskr., 12.
HUENE, F. v., Wirbeltierfauna des permischen Festlandes in Europa und ihre Zusammenhänge. — Tübinger naturw. Abh., 9, 1925.
—, Die südafrikanische Karroo-Formation als geologisches und faunistisches Lebensbild. — Fortschritte Geol. und Paläont., 12, 1925.
KARPINSKY, A., Ammoneen der Artinsk-Stufe. — Mém. Ac. Sc. St. Petersbourg, 1889.
KEIDEL, H., Über die Gondwaniden Argentiniens. — Geol. Rundschau 30, 1939.
KOKEN, E., Indisches Perm und permische Eiszeit. — Neues Jahrb. f. Min. usw., Festband 1907, 1908.
KORN, H., Die cryptostomen Bryozoen des deutschen Perms. — Leopoldina 6, 1930.
KÜHNE, F., Die paläogeographische Entwicklung der Saar-Saale-Senke. — Jahrb. preuß. Geol. L., 43, 1925.
LIPINA, O. A., Verteilung kleiner Foraminiferen in den verschiedenen Fazies der Oberkarbon- und Artinsk-Ablagerungen der baschkirischen Massive. — Trudy Ak. Wiss. UdSSR. geol. Ser. 3, 1949.
LOTZE, F., Das rote Salzgebirge von Lieth bei Elmshorn unterpermisch. — Zentralbl. f. Min. usw., 1936.
—, Steinsalz und Kalisalze, Geologie in: Die wichtigsten Lagerstätten der Nicht-Erze. III, 1. Berlin 1938. Daselbst regionales Schrifttum über Perm.
LUTKEWITSCH, E., Tatarische Stufe der russischen Tafel. — Bull. soc. natur. Moskau, 16, 1938.
MEYER, H. v., Über Archegosaurus, Reptilien aus der Steinkohlenformation Deutschlands. — Paläontogr. I, VI, 1849 und 1857.

MEYER, H., Frankenberger Zechstein und grobklastische Bildungen an der Perm-Trias-Grenze. — Gießen 1910.
MILLER, A. K., Age of the permian limestone of Sicily. — Journ. of Sc., 5 ser., 26, 1933.
MOORE, R. C., Pennsylvanian and „permian" rocks of Kansas. — Stratigr. Tabelle, 1934.
MÜLLER, G., Der kontinentale Zechstein im S des Riesengebirges. — Abh. preuß. Geol. L., 130, 1930.
NETSCHAJEW, A., Le Permien supérieur. Geol. von Rußland, herausg. vom Geol. Kom. Leningrad, 1921.
NOETLING, F., Beiträge zur Geologie der Salt Range, insbesondere der permischen und triasischen Ablagerungen. — Neues Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 14, 1901.
OCHSENIUS, K., Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlaugesalze. — Halle 1877.
PHILIPPI, E., Über die permische Eiszeit. — Zentralbl. f. Min. usw., 1908.
PLUMMER, F. B., & SCOTT, G., Upper paleozoic ammonites in Texas. — Univ. of Texas, Bull. 3701, Austin 1937.
POMPECKJ, J. F., Das Meer des Kupferschiefers. — Branca-Festschrift. Leipzig 1914.
POTONIÉ, R., Flora des Rotliegenden von Thüringen. — Abh. preuß. Geol. L., 1893.
RANGE, P., Beiträge zur Fauna und Flora der Karruformation Südwestafrikas. — C. R. 15 int. geol. Congr., 2, 1929.
REED, Fr., DE COTTER, P., & LAHIRI, H. M., The Permo-carboniferous succession in the Warcha Valley (Salt Range). — Geol. Survey India, 62, 1930.
RICHTER, GERHARD, Zur vergleichenden Stratigraphie des Zechsteins in Mitteldeutschland. — Kali, 1941 und 1942.
RUEDEMANN, R., Fossils from the permian Tillite of Sao Paola, Brazil usw. — Bull. Geol. Soc. Am., 40, 1929.
RUSHENZEFF, V. E., Ammonoids of the Sakmarian stage. — Probl. of Paleont. 4. Leningrad 1938.
SALOMON-CALVI, W., Die permokarbonischen Eiszeiten. — Leipzig 1933.
SCHELLWIEN, E., Die Fauna der Trogkofelschichten in den karnischen Alpen. — Abh. Geol. Reichsanst., Wien, 14, 1900.
SCHMIDT, H., Karbon und Perm. — Geol. Jahresb., I a, 1938. Daselbst neues regionales Schrifttum.
SCHUCHERT, CH., Review of the late paleozoic formations and faunes, with special reference to the Ice-age of middle permian time. — Bull. geol. soc. America, 39, 1928.
—, Correlation of the more important marine permian sequences. Geol. Soc. America 46, 1935.
STEFANO, G. DI, Le Richthofenie dei calcari con Fusulina di Pal. Adriano (Sizilien). — Paleontol. Ital., 20, 1914.
STERZEL, J., Die Karbon- und Rotliegend-Flora des Großherzogtums Baden. — Mitt. bad. geol. L., 5, 1907.
STILLE, H., Die oberkarbonisch-altdyadischen Sedimentationsräume Mitteleuropas usw. — Congr. pour l'avancement des études de stratigraphie carbonifère. Heerlen 1927 (1928).
STRIEGEL, A., Geologische Untersuchungen der permischen Abtragungsfläche im Odenwald und in den übrigen deutschen Mittelgebirgen. — Verh. natur. med. Ver. Heidelberg, I u. II, 1912, 1914.
Symposium sur les séries de Gondwana. Hrsg. vom XIX. Internat. Geol. Kongress. Alger, 1952.
TING, V. K., & GRABAU, A. W., The Permian of China and its bearing on permian classification. C. R. XVI. intern. geol. Congr. Washington 1933 (1936).
TRECHMANN, C. F., The permian formation in Durham. — Proc. geol. assoc. London, 36, 1925.
TSCHERNOW, A., De l'étage sakmarien et à propos de la limite existente entre le permien et le carbonifère. — Bull. soc. nat. Moscou, 45 (4), 1937.
VAN 'T HOFF, J. H., Zur Bildung ozeanischer Salzablagerungen. — Braunschweig 1905 bis 1909.

WAAGEN, L., Salt Range fossils. Productus Limestone. — Palaeontologia indica, 1879 bis 1887.

WADIA, N., Geology of India. 2. Auflage, London 1939.

WALKOM, A. B., The limits of the permian system in Australia. — C. R. XVI. intern. geol. Congr. Washington 1933 (1936).

WANNER, J., Die marine Permfauna von Timor. Geol. Rundschau, 17a (Steinmann-Festschrift) 1926. — Mit geolog.-paläont. Schrifttum. Zahlreiche Beiträge von WANNER, BROILI, HANIEL und anderen in der vom Verfasser herausgegebenen Paläontologie von Timor, Stuttgart bei Schweizerbart.

—, Perm. — Geol. Jahresber. V, 1945.

WEIGELT, J., Die Pflanzenreste des mitteldeutschen Kupferschiefers usw. — Berlin 1928.

ZECHSTEIN, Handb. d. vergl. Stratigraphie Deutschlands. Herausg. v. d. Preuß. Geol. L., Berlin 1935. Umfassendes Schrifttumverzeichnis.

ZIMMERMANN, E., Erläuterungen zur geol. Karte von Preußen und benachb. Bundesstaaten 1:25 000. Lief. 183, Bl. Waltershausen (1924) und Bl. Ruhla (1930). Daselbst Stratigraphie des Thüringer Rotliegenden.

Siehe auch: I. Allgemeines: 2. Lehrbücher: BORISSJAK, GIGNOUX, HAUG, KAYSER, PIRSSON und SCHUCHERT. — III. KOEPPEN-WEGENER. — 4. Lebewelt: POTONIÉ und GOTHAN, SCHMIDT, WEDEKIND. 5. Handbücher: DAVIDSON, FRECH und ROEMER. 6. Regional: v. BUBNOFF, DEECKE 1916, EVANS, FREBOLD, GERTH, KOCH, KRENKEL, OBRUTSCHEFF, SCHUCHERT. — X. Silur: HERITSCH 1936. — XII. Karbon: BERG, BEYSCHLAG und FRITSCH, FRIČ, GOTHAN 1923, 1937, HERITSCH, HIRMER, KÜHNE, PLUMMER und SCOTT, SCHMIDT 1938, v. STAFF, WEIGELT, WEISS, van WERVEKE.

XIIIa. ALLGEMEINE PROBLEME DES JUNGPALÄOZOIKUMS

Die allgemeinen Fragen der Paläogeographie, Tektonik, Klimakunde und Kohlenbildung sind im Karbon und Perm so eng mit der sich über beide Perioden erstreckenden Gebirgsbildung verknüpft, daß eine gemeinsame Besprechung angezeigt ist.

1. Paläogeographie

In der nördlichen Halbkugel bestehen seit dem Kambrium mehrere Kontinentalkerne (Kanada, Grönland, Fennoskandia, Angaraland), welche kranzförmig ein flaches arktisches Becken umsäumen. Im Devon-Karbon waren die drei Kontinentalkerne mit euramerischer Flora zu einer einheitlichen Landmasse verschmolzen (Eria) und standen der nordasiatischen Landmasse mit angarischer Flora (Angaria) gegenüber. Von den trennenden Querstraßen, welche zwischen dem arktischen Becken und dem Mittelmeer vermitteln, wurde die uralische am Ende des Perms zeitweilig geschlossen und durch die westliche Straße Skandik-Nordsee-Zechsteinbecken ersetzt, welche erst in der Trias zum Mittelmeer durchbrach; die östliche, pazifische Querstraße verlief im Perm und im älteren Mesozoikum über Werchojansk-Ussurigebiet nach Japan und wurde erst später durch eine Kordillerenstraße ersetzt. Die Beringstraße erscheint erst im Tertiär, die Baffinbaystraße zwischen Kanada und Grönland im Pliozän.

Die nördlichen Kontinentalkerne werden im Süden von dem großen zentralen Mittelmeer umsäumt. Dieses von großen Inseln durchsetzte Mittelmeer reicht im Unterkarbon in Westeuropa von Schottland bis Marokko, ist weiter östlich verengt (Lyssa Gora bis Syrien), erweitert sich dann bedeutend (Weißes Meer bis Mesopotamien) durch Einbeziehung der uralischen Querstraße, und zieht ostwärts durch ganz Zentralasien, wo es von der Kirgisensteppe und dem Baikal bis Indien reicht. Dann findet eine Zweiteilung statt (Abb. 104 und 105): ein Ast zieht südostwärts nach Insulinde und Ostaustralien, der andere nordostwärts nach dem Beringmeer und nach Nordamerika, wo der Missouri-Golf Anschluß an den Atlantik und Westeuropa findet, während ein anderer Zweig südwärts bis zum Amazonasgebiet verfolgt werden kann (Abb. 106 und 107). Der marine Ring ist also vollständig, woraus sich die kosmopolitische Verbreitung der marinen Faunen erklärt. Es ist indessen zu beachten, daß dieses zentrale Mittelmeer nicht in seiner Gesamtheit als Geosynklinale zu bezeichnen ist. Erstens ist es durch Längsschwellen gegliedert; zweitens sind dem Tiefenstreifen im Norden und Süden wechselnd breite Flachmeere angeschlossen (Britisches Becken, Russische Tafel,

Teile von Sibirien, zentrale Ebenen Nordamerikas), welche nur randlich in die anschließende Faltung einbezogen werden. Hier herrscht die Kohlenkalkfazies, während in den inneren Teilen der Geosynklinale die Kulmfazies vorwiegt.

Im Verlaufe der nun einsetzenden Gebirgsbildung werden die nördlichen Teile der Geosynklinale gefaltet und gehoben, während im Süden das Meer persistiert, ja sogar auf den Rand der Südkontinente übergreift. Dabei wird das Mittelmeer so stark eingeengt, daß stellenweise die durchgehende O-W-Verbindung überhaupt verloren geht, was die Einwanderung der Landflora und der Reptilien in die Nordkontinente erklärt.

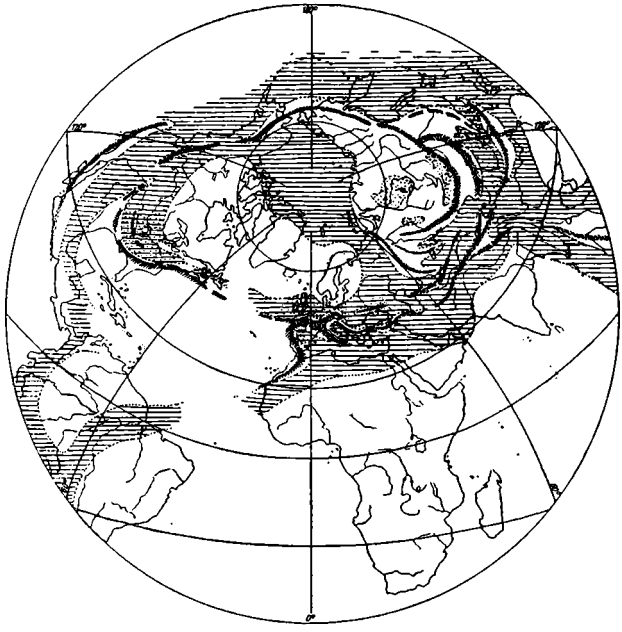


Abb. 120. Die Nordhalbkugel im Oberkarbon, nach KOSSMAT. *Horizontale Schraffur* Meer; *Punkte* paralische Kohlen; *dichte Schraffur* Faltengebirge (Varisciden).

Infolge der Heraushebungen der nördlichen Teile der Geosynklinale werden die vorgelagerten Epikontinentalmeere verengt und von dem Detritus der werdenden Gebirge verschüttet; so entwickeln sich die paralischen Kohlenbecken Nordamerikas und Eurasiens. Die Einschnürung dieser nördlichen Binnenmeere geht im Perm weiter; zunächst besteht eine Verbindung nach der Arktis durch die Nordsee; dann verschwinden die Becken durch Eindampfung vollkommen.

Während also in Europa und Nordamerika Oberkarbon und Perm nördlich vom neuen Gebirge die Fazies einer Außensenke besitzen, wird im Gebirge selbst der Abtragungsschutt in Längsdrepressionen oder Innensenken aufgehäuft, in denen der intensive Vulkanismus auffällt. In Asien ist der Verlauf insofern etwas anders, als dort die Kohlenfazies im nördlichen Vorland später einsetzt und länger andauert, der salinare

Eindampfungszyklus des Perms aber fehlt. Dafür dringt in Zentralasien noch das oberkarbonische und unterpermische Meer in Längsdepressionen des werdenden Gebirges ein, so daß hier gleichsam marine Innensenken vorliegen, die in Europa unbekannt sind.

Die südlichen Kontinente (Südamerika, Zentral- und Südafrika, Australien und Indien) zeigen eine abweichende, untereinander aber ähnliche Entwicklung: marine Bildungen sind nur in der beiderseitigen Umrahmung des Pazifik im Unterkarbon weiter verbreitet. Später treten höchstens flache Binnenmeerabsätze mit abweichender Fauna *(Eurydesma)* auf. Die kontinentalen Bildungen sind durch basale Moränen, später durch die *Glossopteris*-Flora, Reptilienfaunen und spätpermisch-altmesozoische Kohlen ausgezeichnet. Es handelt sich um den vermutlich einheitlichen Gondwana-Kontinent, welcher den primär getrennten Kontinentalkernen der Nordhalbkugel gegenübersteht.

2. Gebirgsbildung

A. Eurasien

E. ARGAND hat den tektonischen Werdegang der Alten Welt als „Zweikampf" zwischen den nördlichen und südlichen Kontinenten bezeichnet, welche sich gegeneinander bewegt hätten, unter Auspressung des trennenden Mittelmeeres, der Tethys, welche den Kontinenten als Neuland angegliedert wurde. Die Hauptgewinner waren hierbei die Nordkontinente: an den sibirischen Angarakern wurden im Altpaläozoikum kaledonische Ketten, im Jungpaläozoikum und Mesozoikum die uralo-altaischen Bögen, im Tertiär die alpidischen Bögen des südlichen Asiens angeschweißt. In ähnlicher Weise vergrößerte sich das paläozoische Paläeuropa im Karbon durch Angliederung der variscischen Bögen zu Mesoeuropa, im Tertiär durch Zuwachs der alpidischen Gebirge zu Neoeuropa (STILLE). Die Entwicklung Nordamerikas war ähnlich. Die Südkontinente unterlagen dagegen einem Zerfall, verhalten sich also durchaus abweichend.

Die jungpaläozoische Tektogenese ist die zweite Etappe dieses Werdeganges. Der am Nordsaum des Mittelmeeres entstehende Gebirgsgürtel, welcher durch ganz Eurasien und durch das östliche Nordamerika zu verfolgen ist, wird als Variciden-Gürtel bezeichnet, nach Curia variscorum = Hof in Bayern (auch varistisch, variskisch oder variszisch geschrieben). Die in romanischen Ländern übliche Bezeichnung „Hercyniden" ist vieldeutig und daher weniger zweckmäßig.[1]) STILLE hat gezeigt, daß der tektonische Akt in mehrere, weltweit verbreitete, durch Diskordanzen belegte Phasen zerfällt, deren Intensität aber örtlich stark wechselt:

Bretonisch — zwischen Devon und Karbon; Unterphasen: marsisch — nach Oberdevon V; nassauisch — nach Unterkarbon I, selkisch — nach Unterkarbon II.
Sudetisch — zwischen Visé und Namur.
Erzgebirgisch (KOSSMAT) — Obernamur bis Westfal A.
Asturisch — nach dem Westfal C.
Esterelisch — im Unterperm: bekannt in Südfrankreich, im Thüringer Wald, im Ural.

[1]) Der Name variscisch wurde zuerst von E. SUESS für den östlichen Bogen dieses Gebirges zwischen Zentralplateau und Sudeten angewandt, im Gegensatz zum westlichen „armorikanischen" Bogen. Die Bogengliederung hat aber nur sekundäre Bedeutung.

Saalisch — zwischen unterem und oberem Rotliegenden.
Pfälzisch — zwischen Perm und Trias.
Neuerdings sind auch Bewegungen zwischen Stefan und Perm wahrscheinlich geworden (Ural, Südfrankreich).

Innerhalb der westeuropäischen Varisciden, welche durch spätere Bruchbildung zu einem schwer entwirrbaren Schollen-Mosaik umgestaltet wurden, lassen sich nach KOSSMAT von Nord nach Süd mehrere Zonen von verschiedenem Bautypus unterscheiden (s. Abb. 121 und 122):

1. Vorsenke. An den stabilen Saum Nordeuropas (Großbritannien, Brabant, Skandinavien) schließt der früher besprochene Außentrog mit mächtigem Oberkarbon an, dessen schwache Faltung nach Norden abklingt (Abb. 92). Die Faltung ist asturisch. Der Verlauf kann durch die Punkte: Bristol—Kent (unter Mesozoikum begraben) — Calais—Namur—Aachen —Ruhrgebiet gekennzeichnet werden. Die Fortsetzung nach Osten ist unbekannt, da in der Tiefe verborgen; sie verflacht ostwärts und mag im Oberkarbon schon nördlich vom Harz auskeilen, während sie im oberen Unterkarbon noch bis über die Elbe (Dobrilugk) fortzusetzen scheint.

2. Rheno-herzynische Zone. Intensiv gefaltete, aber kaum metamorphe Sedimente (vorwiegend Devon und Unterkarbon) mit eingeschalteten Ergußgesteinen (Diabasdecken). Neben isoklinaler Zusammenpressung, die zur Verschieferung und stellenweise zur Fächerstellung führt, sind Abscherungen (Harz) und Schuppenbau (Lahnmulde u. and.) mit vorwiegender NW-Vergenz häufig. Echter Deckenbau ist vom Nordsaum in Belgien bekannt. Im Harz hat ihn KOSSMAT vermutet, doch wird er durch neue Untersuchungen nicht bestätigt. Intrusive Plutone treten zurück, ohne ganz zu fehlen (Bretagne, Harz). Die Faltung ist vorwiegend sudetisch (nach Unterkarbon) und bretonisch (nach Devon). Es gehören dazu: Devonshire, Cornwall, Nordbretagne, Normandie, Ardennen, Rheinisches Schiefergebirge, Harz, Flechtinger Höhenzug, wo das regionale WSW-ONO-Streichen nach Osten abbiegt. Ob die ähnlich gebauten, N-S streichenden Ostsudeten und das WNW streichende Polnische Mittelgebirge dazu gehören, ist fraglich. Wahrscheinlicher ist es, daß sie einen nach Osten bzw. Süden überfalteten Sonderbogen darstellen. Am Südsaum treten, in einer mitteldeutschen Schwelle (BRINKMANN) ältere Sedimente von höherer Metamorphose auf (s. Abb. 123).

3. Saxo-thuringische Zone, mit zum Teil stark metamorphen Sedimenten, unter denen das Kambro-Silur weit verbreitet, das Devon oft lückenhaft ist. Tiefengesteine basischer (Gabbrodiorite) und saurer (Granite) Zusammensetzung sind häufig und teils während, teils nach der Faltung eingedrungen. Die zum Teil vergneisten Sedimente haben den Bau kompliziert durchbewegter Kuppeln, zwischen denen sich Bänder weniger metamorpher Gesteine hindurchwinden. Die Vergenz ist nicht einheitlich, sondern zonenweise bald nach Nordwesten, bald nach Südosten gerichtet. Eingeschaltete Schollen präkambrischer Gesteine (Münchberg, Eule) werden teils als Deckenreste, teils als emporgepreßte Keile gedeutet. Die wichtigsten Innensenken liegen in dieser Zone. Die Faltung ist vorwiegend sudetisch, doch treten auch alle anderen Phasen einschließlich der saalischen auf. Es gehören dazu: Südbretagne, Odenwald, Spessart, Thüringer Wald, Kyffhäuser, Ostthüringen, Vogtland, Granulitgebirge, Fichtelgebirge, Erzgebirge. Östlich der Elbe können die nach Südosten abschwenkenden Westsudeten (lugische Zone von F. E. SUESS) dazu gerechnet werden. Unterscheidend ist, daß östlich der Elbe die kaledonische Faltung deutlich entwickelt ist und gewöhnlich eine größere Intensität besitzt als die variscische.

4. Moldanubische Zone. Es gehören dazu: Teile des Zentralplateaus Frankreichs, Vogesen, Schwarzwald und der böhmische Kern zwischen Moldau und Donau. Es wiegen hochmetamorphe Gneise und saure jüngere Intrusiva (Granite) vor. Das Paläozoikum ist lückenhaft, fehlt zum Teil ganz (nur bei Prag vollständiger). Während die Gneise von einigen (F. E. SUESS) als metamorphes Paläzoikum angesehen werden, glauben andere, denen sich der Verfasser anschließt, daß hier ein alter präkambrischer Bau und eine alte Tiefenumwand-

lung vorliegt. Die variscische Tektonik würde sich dann vor allem auf Schollenüberschiebungen beschränken, welche nach außen (Nordvogesen nach Norden, Südschwarzwald nach Süden, Mähren nach Osten) gerichtet sind, in Mähren aber jedenfalls bedeutendes Ausmaß erreichen (Mährische Kuppeln nach F. E. SUESS). Die Hauptbewegung ist bretonisch; die Granite sind vorwiegend nach der Faltung eingedrungen und wenig mechanisch deformiert (s. Abb. 125).

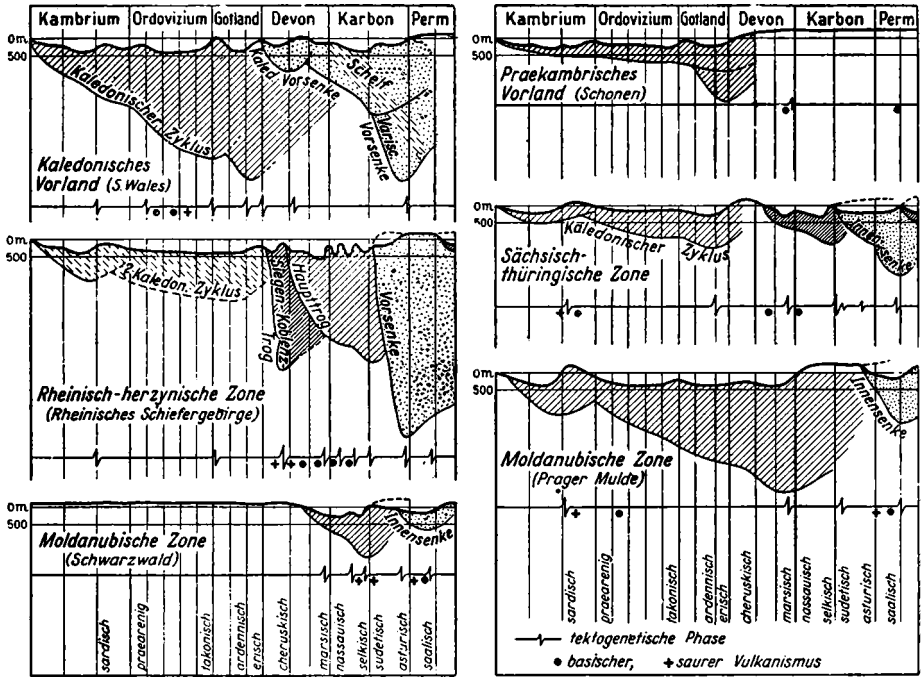


Abb. 121. Oszillogramme der epirogenetischen und tektogenetischen Entwicklung in den Hauptzonen des Variscikums und in seinem nördlichen Vorland. Erklärung der epirogenetischen Kurven s. S. 51 bis 52; die tektonischen Kurven (Tektonogramme) zeigen durch Ausschläge die wichtigsten Phasen an, daneben die Hauptzeiten vulkanischer und plutonischer Tätigkeit: Kreuze sauer, Kreise basisch. Das sächsisch-thüringische Oszillogramm bezieht sich auf die Westsudeten (lugischer Bau).

Einen ähnlichen Bau haben die in die junge alpine Faltung einbezogenen Zentralmassive der Westalpen (Aare, Mont-Blanc, Pelvoux) und auch ein Teil der ostalpinen zentralen kristallinen Zone (Muralalpen, Ötztaler A.). Der Südrand dieser Zentralzone des variscischen Gebirges ist noch nicht sicher bekannt.

5. Südliche Außenzone. In den Karnischen Alpen liegt nichtmetamorphes mächtiges Paläozoikum mit nordvergentem Deckenbau von vorwiegend sudetischem Alter. (Nach v. GAERTNER und HERITSCH.) Im französischen Zentralplateau schaltet sich zwischen die vielleicht dem Moldanubikum (Interniden) zuzurechnende Morvanzone mit starker Umschmelzung im Norden und die nichtmetamorphen südvergenten Decken der Montagne Noire im Süden (Externiden) ein breiter Streifen von metamorphen Sedimenten und granitischen Gesteinen ein, welche einen intensiven, vorwiegend südvergenten Faltenbau besitzen. Das genaue Alter ist nicht festgestellt; es kann sich um eine südliche Metamorphidenzone handeln (nach DEMAY und v. GÄRTNER).

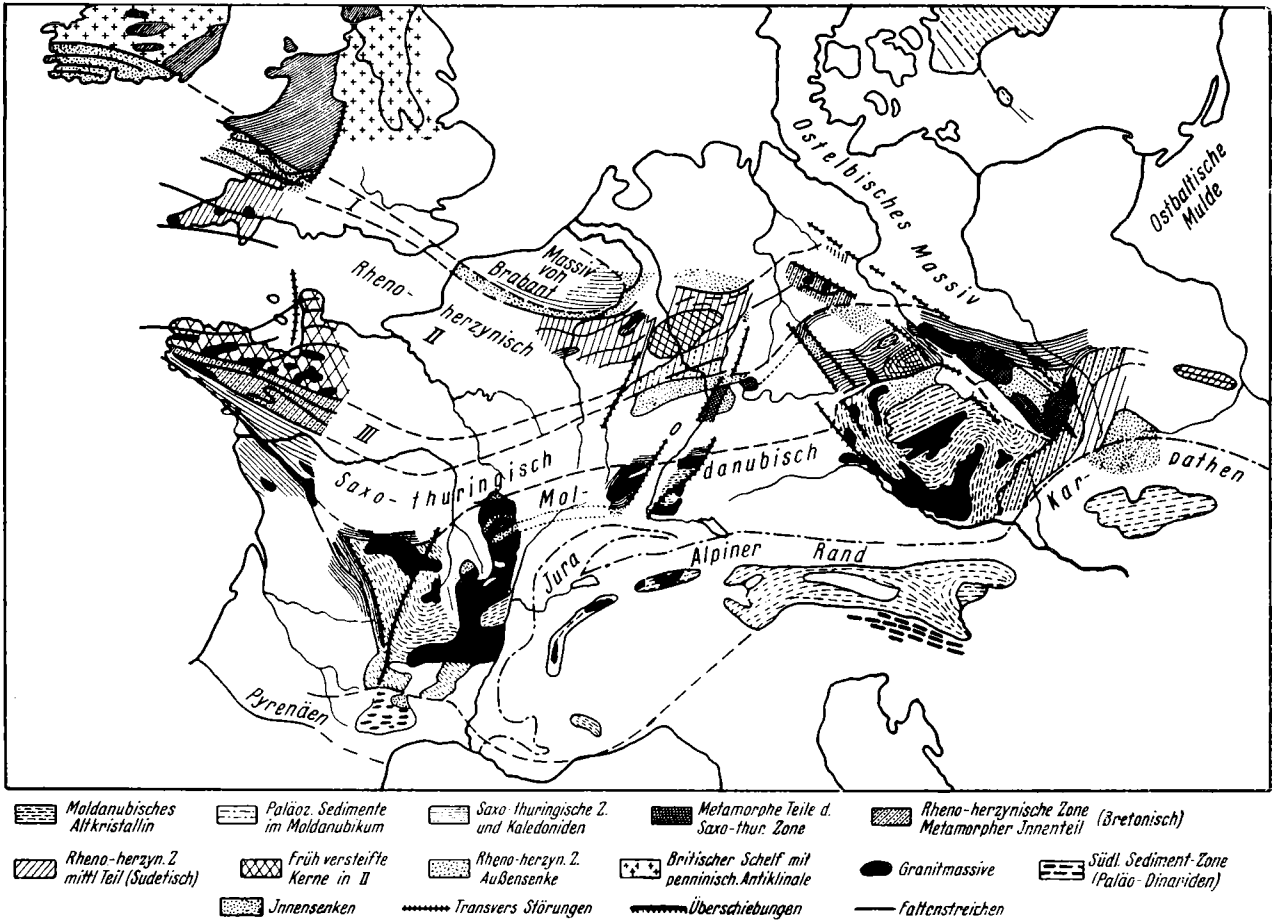


Abb. 122. Übersichtskarte des variscischen Baues in Mitteleuropa.

Die Fortsetzung der Varisciden nach Ost und West ist noch nicht restlos geklärt. Bruchstücke liegen in Korsika, Sardinien, in den Pyrenäen, im Iberischen Massiv und in Marokko vor, wo das Mesozoikum oder schon das Perm diskordant einem alten Faltenbau auflagert.

Die iberische Masse besitzt eine metamorphe Zentralzone mit karbonischen Graniten. Diese Zone zieht von der Nordwestküste (Coruña) nach Südosten, biegt in der Sierra de Guadarrama nach Osten und dann wieder nach Südosten und Süden zurück. Nordöstlich von ihr herrscht Nordostvergenz; die altpaläozoischen Falten Keltiberiens streichen nach Nordwesten und Westen (Sierra de la Demanda) und bilden an der Küste das System der asturischen Mulden, welche im Westen nach Norden umschwenken, wobei eine nach Norden und Osten gerichtete Verschuppung herrscht. Der Südwestsaum besteht aus NW streichenden Falten von Devon und Kulm mit Südwestvergenz (Sierra Morena, Algarve). Die Faltung der Innenzone ist bretonisch-sudetisch, die der Außenzonen asturisch.

Zwischen dem iberischen Faltenstrang und dem wohl zu Mitteleuropa gehörenden variscischen Pyrenäenkern liegt das Ebro-Becken als eine Art Vorland. Ob der iberische Faltenstrang selbständig ist (STILLE) oder durch eine im Atlantik verborgene Schleife mit dem armorikanischen Bogen der Bretagne zu verbinden wäre (E. SUESS, KOSSMAT), ist noch ebenso unsicher wie die Stellung der variscischen Bruchstücke der Balearen und Korsika-Sardiniens. Zu beachten ist aber, daß in Nordafrika (Marokko, südlich vom Rif) schwache Falten von asturischem Alter vorliegen, die vorwiegend gegen den afrikanischen Sahara-Kern bewegt wurden und mit Annäherungen an ihn ausklingen. Das Streichen ist vorwiegend NW-SO.

Die östliche Fortsetzung des Variscischen Gebirges bietet auch ungelöste Probleme. Die Falten des Polnischen Mittelgebirges können als östlicher Ast eines verkümmerten Sonderbogens Ostsudeten–Lyssa Gora oder als Randfalten der starren Russischen Tafel (KOSSMAT) gedeutet werden. STILLE nimmt neuerdings an, daß im Polnischen Mittelgebirge die nördlichen (Rheniden) und südlichen (Ostsudeten) Externiden unter Auskeilen der inneren Zonen konvergieren und am Südwestsaum der Podolischen Masse, zum Teil unter den Karpaten, nach Südosten zur Dobrudscha ziehen. Der Hauptstrang jedenfalls streicht in Mähren nach Süden und ist vom Moldanubikum ostwärts überschoben. Die Fortsetzung ist in den Ostalpen und im Balkan zu suchen, wo nach KOSSMAT das Murtaler Kristallin und das Rhodope-Massiv der Zentralzone entsprechen könnten, während östlich davon im oberungarischen Bergland, vielleicht auch in der Dobrudscha und am Bosporus Bruchstücke einer Außenzone liegen, welche in Kleinasien wieder nach Osten abschwenkt und zum Pamir weiterzieht. Das Karbon von Eregli wäre eine Art Außensenke.

Jedenfalls ist das südliche Osteuropa nur in Schwellen und Becken großer Spannweite zerlegt; die letzteren zeigen schwache spätvariscische Faltung von WNW-Streichen (Becken von Eregli, Krim-Kaukasus, Donez; Schwellen im Schwarzen Meer = Pontische Schwelle und Asov-Podolien). Westwärts schwenken sie nach Norden ab und sind damit im großen dem Uralstrang am Ostrande Europas vergleichbar, der aber größere Intensität und Tiefgang entfaltet.

Der Ural zieht von Nowaja-Semlja unter mehrfachen S-förmigen Verbiegungen und Abspaltung von NW streichenden Nebenästen (Timan) nach Süden, ist morphologisch bis zum Mugodschar-Gebirge erkennbar, setzt aber unter jüngerer Bedeckung bis zum Aralsee fort, wo er im Sultan-uiz-dag nach OSO abzuschwenken scheint. Er besteht aus einer westlichen nichtmetamorphen Außenzone mit Schuppung nach Westen und mehreren Innenzonen basischer und saurer Tiefengesteine und kristalliner Schiefer. Die östlichen Zonen sind von jungen

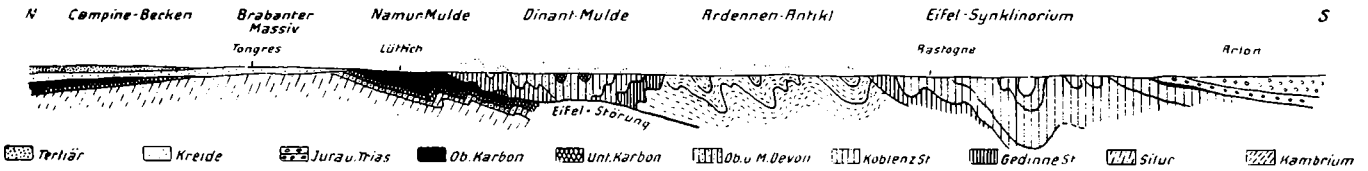


Abb. 123. Sammelprofil durch die rhenoherzynische Zone im W des Rhein. Schiefergebirges. Nach FOURMARIER.

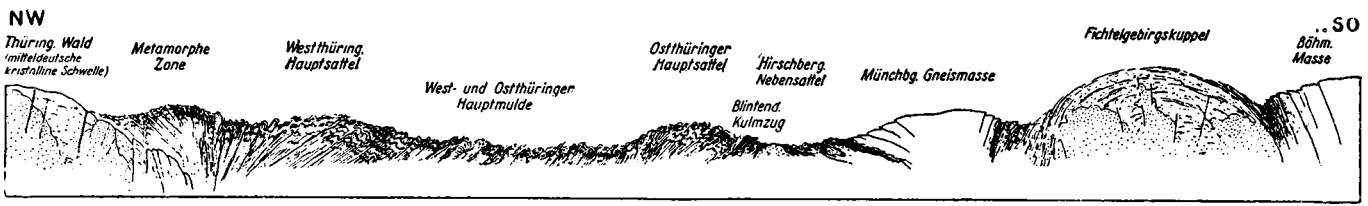


Abb. 124. Sammelprofil durch die saxothuringische Zone nach H. SCHOLTZ.
Dicht schraffiert Kulm-Silur mit Schichtung und Schieferung; *hell* metamorphe Sedimente; *Punkte* Intrusivgesteine; *weiß* alte Gneise.

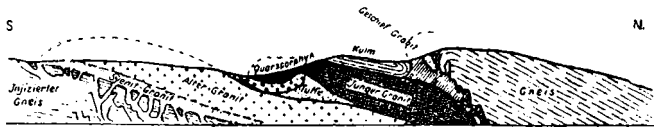


Abb. 125. Profil aus der moldanubischen Zone im Südschwarzwald. Nach v. BUBNOFF, 1928.

Sedimenten diskordant verhüllt, so daß die Breite des Gebirges nach Osten zu unbekannt ist. Die Hauptbedeutung scheint der saalischen Phase zuzukommen, da die Artinsk-Stufe mitgefaltet ist; aber es sind auch spätpermische und altkimmerische Bewegungen vorhanden.

Der Ural ist ein von den eigentlichen Varisciden unabhängiger Sonderstrang, eine alte tiefe Narbe, deren Auspressung zu einer Verschweißung von Angaraland und Fennosarmatia führte. Seine Umbiegung südlich vom Aralsee weist auf einen Zusammenhang mit Zentralasien, insbesondere mit den Alai-Ketten südlich der Fergana-Ebene hin. Östlich der riesigen transkaspischen Niederung gelangt man plötzlich in ein Gebiet steil nach Osten ansteigender Faltenachsen und zugleich in die gewaltigste Faltenraffung der Erde. Die Faltenflut, welche sich hier zwischen Balchasch-See und Pendschab zusammendrängt und im Pamirknoten gipfelt, ist zwar nach Zeit und Stil heterogen, doch bleibt der Gesamtplan im Lauf der verschiedenen Faltungsperioden erhalten. Der Gebirgsknoten Zentralasiens setzt sich aus den nach Süden konvexen Faltenzügen des Altai und Tjanschan und den nach Norden konvexen Gebirgsketten des Pamir zusammen.

Die ersten schwenken im Westen nach Nordwesten und Norden ab und bilden den Ural bzw. den Sockel der westsibirischen Ebene. Gegen Osten umsäumen sie als sajanisch-baikalischer Bogen den mittelsibirischen Angara-Schild im Süden. Dieser Bogen, der von E. SUESS als alter Scheitel Asiens bezeichnet wurde, ist wohl richtiger als ein System von altersverschiedenen Randfalten des Schildes zu betrachten. Assyntische Falten liegen vermutlich in Westsibirien, im Salair, Sajan, mongolischen Altai und anderen Gebirgen vor. Kaledonische Falten sind weit verbreitet in einem inneren Bogen (Angara-Lena) und außen in Kasakstan, im Nordtjanschan und in seiner östlichen Fortsetzung. Variscische Bewegungen nehmen nach Süden an Intensität zu, sind aber auch im Norden (z. B. russischer Altai) durch gewaltige Intrusionen und reiche Mineralisierung belegt. Ihre Bedeutung nimmt nach Osten ab, wo dafür die kimmerischen Bewegungen größere Intensität erlangen. Im allgemeinen gilt die Regel, daß die Faltung nach Süden wandert, wobei in jeder Zone die älteren alpinotypen Bewegungen durch jüngere germanotype Tektonik und durch die weitspannigen „jaxartischen" (STILLE) Hebungen in den nächsten orogenen Perioden abgelöst werden. So z. B. sind die kaledonischen Bewegungen im Nordtjanschan alpinotyp, erlöschen aber im Südtjanschan, wo die Hauptbetonung auf der variscischen Tektogenese liegt, die wiederum im Pamir der kimmerischen, im Himalaya der tertiären Gebirgsbildung Platz macht, welche sich im Pamir und weiter im Norden nur als weitspannige Hebung bzw. Überschiebung der Beckenränder äußert. Die variscische Faltung scheint vorwiegend sudetisch und jungvariscisch (saalisch und pfälzisch) zu sein, doch werden auch bretonische und asturische Bewegungen erwähnt.

Das System des Tjanschan und Pamir umfließt weiter im Osten den altkonsolidierten Block von Serindien, welcher die Unterlage des heutigen Tarimbeckens bildet, und verzweigt sich weiter im Osten. Der nördliche Tjanschan verklingt in der mongolischen Wüste; der südliche bzw. der vikariierende Nanshan biegt am Südwestrand des sinischen Massivs (M. von Ordos) gegen Nordwesten ab; die Pamirketten biegen am sinischen Massiv nach Südosten ab und ziehen nach Indochina, um von dort wahrscheinlich über die Sunda-Inseln nach Neuguinea und Ostaustralien fortzusetzen, wo kräftige, gegen eine alte Masse im Westen gerichtete Falten die ganze Küste begleiten. Die Faltung begann hier bretonisch; die Hauptintensität ist oberkarbonisch, doch sind auch permische Nachphasen bekannt.

Die Falten der Pamirbögen möchte KOSSMAT über den Hindukusch und über Kleinasien nach dem mittleren Balkan und, nach Nordwesten abknickend, nach Europa weiterziehen.

Die vorwiegend nordvergenten Varisciden Mitteleuropas reichen nur bis zu den Sudeten; ob die Abknickung über den Balkan nach Kleinasien an den mitteleuropä-

ischen Nordstamm oder an den mediterranen Südstamm anzuschließen ist, steht noch nicht fest. Jedenfalls sind die periangarischen Bögen (Ural-Tjanschan) ein Sonderelement, welches im Pamir-Knoten dicht an den variscischen Hauptstamm Asiens angepreßt ist, dann wieder nach Nordosten abschwenkt, während der Hauptstamm am Kambodscha-Massiv wieder (wie im Balkan!) nach Südosten abknickt. Zu betonen ist, daß die spätpaläozoische Restgeosynklinale des Mittelmeeres in Europa und Asien südlich vom variscischen Südstamm liegt. Der Nordsaum Gondwanas in Afrika und Indien zeigt keine oder nur sehr schwache (Marokko) variscische Falten.

B. Nordamerika

Es ist schon darauf hingewiesen worden, daß das westliche Ende der europäischen Varisciden in der Bretagne und auf der Iberischen Halbinsel ungelöste Probleme bietet. Drei Deutungen sind möglich: entweder die variscischen Falten klingen westwärts im Atlantik aus (STILLE); oder die einzelnen Stränge lenken im Atlantik schleifenförmig ineinander über (E. SUESS, zum Teil KOSSMAT); oder endlich die variscischen Falten setzen jenseits des Atlantik in den Appalachen fort, eine schon von M. BERTRAND und E. SUESS ausgesprochene Vermutung, die in der WEGENERschen Verschiebungstheorie eine sinngemäße Fortentwicklung erfuhr (zuletzt durch F. E. SUESS).

Das Appalachensystem umsäumt im Osten und Südosten den Kanadischen Schild und die zentralen Ebenen und ist gegen diese stabileren Einheiten bewegt. Von Neufundland und der Ostküste Kanadas zieht der zusammenhängende Faltenstrang nach Südwesten über New York, Pennsylvanien nach Alabama, wo er unter der Mississippi-Niederung verschwindet; hier tritt eine Schwenkung ein, denn östlich des Mississippi sind die Ouachita-Falten weit nach Norden vorgeschoben. In Oklahoma und Nordtexas zweigen von ihnen die Wichita-Falten nach WNW ab und stellen anscheinend die Verbindung mit jungpaläozoischen Bewegungszonen des Felsengebirges her. Der Hauptstrang schwenkt aber wieder südwärts ab, umwallt im Süden das Permbecken vom Texas und ist mit O-W-Streichen bis in die Marathon-Berge an der mexikanischen Grenze zu verfolgen.

Dieser zusammenhängende Faltenstrang entstammt einer Geosynklinale, welche zwischen dem Block Kanadas und den zentralen Ebenen einerseits und kleineren Blöcken im Osten und Südosten (Appalachia, Llanoria) andererseits lag, welche heute versunken sind, damals aber die Hauptmasse der Sedimente lieferten. Sie sind entweder Randsäume zwischen Geosynklinale und Ozean (Borderlands SCHUCHERTS) oder Zentralzonen, wie das Moldanubikum Europas (STILLE).

Die Nordappalachen zwischen Neufundland und New York haben einen komplexen älteren Bau (takonisch) mit nach Westen gerichteten Überschiebungen; sie gleichen also eher den Kaledoniden Schottlands als dem europäischen Variscikum. Nur schwächere frühvariscische Falten von anderem Rhythmus als in Europa überqueren diesen Bau. Südlich von New York schwenkt dann das Kanadische Massiv nach Westen ab, und die zentrale Tafel, welche nun an die Appalachen herantritt, hat die Merkmale eines Vorlandes mit kohlenreicher Saumsenke. Wie die europäischen Varisciden besitzen auch die Appalachen Zonenbau: Außen liegen nichtmetamorphe Sedimente, deren Faltung nach Südosten zunimmt; sie sind auf das Vorland im Nordwesten aufgeschuppt. Weiter im Südosten erscheinen kristalline Schiefer (Blue Ridge Provinz), die metamorphes Kambrosilur enthalten und auf die Außenzone geschoben wurden.

Im äußersten Südosten (Piedmont-Plateau und Küstenebene) treten (? ältere) Gneise vom Saume der versunkenen Appalachia auf, die zum Teil auch nach Nordwesten geschoben wurden und von mylonitischen Bewegungszonen mit regressiver Metamorphose und von karbonischen Graniten durchsetzt werden. Die Zonengliederung erinnert also an Europa (F. E. SUESS), aber die Hauptfaltung fällt ins Perm (zwischen Big Blue- und Leonard-Formation).

Westlich vom Mississippi (Ouachita-Berge) besteht ein ähnlicher Bau mit Deckenstruktur und nach Süden zunehmender Metamorphose. Die alte, von jungen Sedimenten verhüllte Llanoria-Masse bildet auch hier eine Zentralzone. In Oklahoma zweigen nach WNW die Wichita-Berge ab, bestehend aus einer schwächer gefalteten Karbonfolge, die in einer intrakontinentalen Furche, ähnlich dem Donez-Becken, abgelagert wurde; die Faltung ist hier älter (zwischen Westfal A und B). Die Falten wurden von den jüngeren Decken überfahren und sind von dem Horst der Arbuckle-Berge flankiert, der im jüngeren Oberkarbon herausgehoben wurde.

Vermutlich schwenken die Appalachen weiterhin in das Kordilleren-System der Westküste ein, wo jungpaläozoische Diskordanzen bekannt sind. Eine Verbindung über Alaska mit der asiatischen Randzone des Pazifik ist möglich, aber noch nicht bewiesen.

C. Südkontinente

Bis auf den Ostsaum Australiens (S. 358), der noch an die Geosynklinale des Mittelmeeres anschließt, fehlen den Gondwanaländern stärkere jungpaläozoische Bewegungen. Eine stärkere Tektogenese erfolgt erst in der Trias (s. daselbst, II. Teil). Auch am Nordsaum fehlt die Faltung oder ist schwach (Marokko).

3. Kohlenbildung

Die im Verlauf des Karbon und Perm gespeicherten Kohlen erreichen 3 bis 4 Billionen t und damit etwa die Hälfte des gesamten Weltvorrates.

Eine reichliche Kohlenbildung wurde erst möglich, nachdem die Landflora eine gewisse Höhe erreicht hatte. Daher erscheinen die ersten bauwürdigen Kohlenlager im Devon; ihre Menge steigert sich im Unterkarbon und erreicht einen Höhepunkt im Westfal, um dann wieder abzunehmen. Diese allgemeine Kurve zeigt aber in den einzelnen Weltteilen Modifikationen; sie ist am deutlichsten in Europa und Nordamerika, während in Asien der Scheitelpunkt ins tiefere Perm, in den Südkontinenten ins Oberperm und in die Trias fällt.

Die Gründe dieser Verteilung sind teils tektonischer, teils klimatischer Natur und können aus dem Prozeß der Kohlenbildung heraus verstanden werden.

Die größeren Kohlenlager sind autochthon, d. h. aus der Umwandlung bodenständiger Pflanzendecken entstanden, wie die häufigen aufrechten Baumstümpfe und die Wurzelböden mit Stigmarien beweisen. Eine erste Vorbedingung der Kohlenbildung ist daher ein warmfeuchtes Klima, welches eine üppige Vegetation ermöglicht. Die Erhaltung und Speicherung der organischen Substanz ist aber nur möglich, wenn diese beim Absterben unter teilweisen Luftabschluß gerät, so daß eine Oxydation und damit ein Aufgehen in gasförmige Bestandteile vermieden wird. Dieser Abschluß ist bei hohem Grundwasserstand und dadurch bedingter

Vermoorung möglich, die zur Vertorfung und Inkohlung führt, d. h. zur Umwandlung der Pflanzen in Kohlenwasserstoff-Aggregate (Humus). Die weitere Speicherung des Kohlenstoffes, durch die Reihe Braunkohle—Gaskohle—Magerkohle—Anthrazit gekennzeichnet, ist dagegen außer der Dauer der Umwandlung auch von Hitze und Druck abhängig, wie die vielfach beobachtete Zunahme des Kohlenstoffes nach dem Liegenden (Ruhrgebiet) und wie das Verbleiben der kaum gepreßten Moskauer Kohle (Unterkarbon!) im Braunkohlenstadium zeigen.

Es ergibt sich daraus, daß die Kohlenbildung vor allem an versumpfte Niederungen mit hohem Grundwasserstande gebunden ist (Torfmoore, im Karbon vorwiegend Sumpfmoore). Eine bedeutende Speicherung ist aber nur bei mehrfacher oder dauernder Senkung möglich, da andernfalls die Aufhöhung des Bodens und das entsprechende Absinken des Grundwasser-

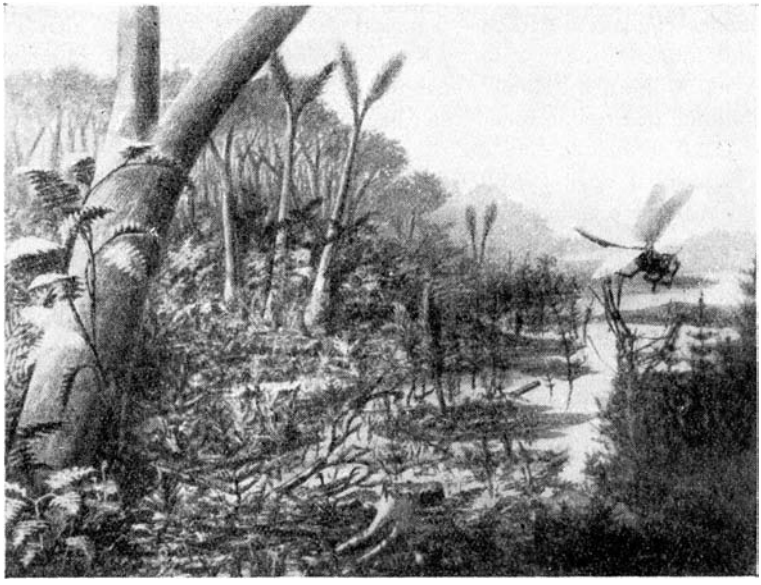


Abb. 126. Sumpfmoorlandschaft der Steinkohlenzeit nach KUKUK und STACH. In der Tiefe Calamiten-„Röhricht"; links davon Farne. *Lepidodendron* (gegabelt) und *Sigillarien*-Bäume. Rechts vorne eine Riesenlibelle *(Meganeura)*.

spiegels die Vermoorung zum Abschluß bringen. Die großen Innen- und Außensenken der Varisciden liefern daher die besten Voraussetzungen für die Speicherung, da hier die starke Absenkung um mehrere 1000 m immer wieder durch Zuschüttung mit Sediment kompensiert wird, so daß die Oberfläche immer wieder in das Niveau des Grundwasserspiegels zu liegen kommt. Die sich oftmals wiederholende Folge: Kohle—Ton—Sand ist also die Abbildung einer Vermoorung, welche immer wieder durch Überflutungen (schnelle Senkung) und Aufschüttung unterbrochen wird. Neben dieser endogenen Voraussetzung spielen hier auch exogene Prozesse eine besondere Rolle, so die Steigerung der Feuchtigkeit am Rande des Gebirges, welches als Regenfänger dient, und die Zufuhr von mineralischen Nährstoffen aus dem Verwitterungsschutt desselben.

Es ist daher verständlich, daß von dem auf 840 Milliarden t veranschlagten Vorrat Europas an karbonischer Kohle etwa 87% auf die paralischen Außensenken entfallen und auf die Vorsenke der Appalachen 57% (577 Milliarden t) der nordamerikanischen

Karbonkohlen. Die linnischen Innensenken Europas enthalten dagegen nur etwa 3% (15 Milliarden t) des Gesamtvorrates, vor allem infolge ihrer geringen Ausdehnung. Wichtiger sind die zwar wenig mächtigen, aber flächenhaft ausgedehnten Folgen der paralischen Becken des Vorlandes außerhalb der eigentlichen Vorsenke, z. B. auf dem britischen Schelf (92 Milliarden t) oder in den zentralen Ebenen Amerikas (429 Milliarden t). Hierzu kann man auch die Kohlen Osteuropas rechnen, deren Hauptteil (90 Milliarden t) allerdings in der tiefen Furche des Donezbeckens abgelagert wurde, welchen man als Innensenke des Schelfes oder „Vorsenke ohne Hinterland" deuten kann.

In Asien tragen die weit verbreiteten, aber nicht sehr mächtigen Kohlenlager des Angaralandes (Tunguska-Becken – limnisch) und Chinas (paralisch) den Typus von Schelfrandbildungen; die gewaltigen Konzentrationen von Kusnezk, Minussinsk usw. mit über 500 Milliarden t Kohle stehen dagegen in engster Beziehung zur variscischen Gebirgsbildung und stellen Innen- oder Saumsenken dar.

In den Südkontinenten sind die Vorräte geringer; die Kohlen Australiens haben Außensenkencharakter (150 Milliarden t), die Indiens (70 Milliarden t), Südafrikas (etwa 200 Milliarden t) und Südamerikas (32 Milliarden t) sind limnische Schelfrandbildungen, die aber zum Teil schon der Trias angehören.

Die Senkung kann sich aber nur dort kohlenbildend auswirken, wo das Klima dem Pflanzenwuchs günstig ist. Das Vorland des permischen Urals enthält nur wenig Kohlen, dafür Erdöl und – als Zeugen eines Trockenklimas – Salze. Auch in Asien waren während des Karbons die klimatischen Verhältnisse anscheinend weniger günstig, da hier die Hauptkohlenbildung erst im Perm einsetzt. Nur dort also, wo sich die Vorsenken mit der günstigsten Klimazone überschneiden, liegen die größten Kohlenspeicher der Welt.

Die Verteilung der Kohlenlager scheint auf das Vorhandensein von jungpaläozoischen Klimazonen hinzudeuten, welche indessen gewandert sein müssen und mit den heutigen nicht zusammenfallen. So liegt die Hauptkohlenbildung im Unterkarbon in einem Streifen mittlerer Ural—Moskau—Schottland; im Westfal in einem Streifen Donezbecken—außensudetisches Becken—Ruhr—Südengland; im Stefan ist die Kohlenbildung in Europa weiter nach Südwesten verschoben (innersudetisches Becken—Zentralplateau—Spanien); im Perm ist noch eine schwache Kohlenbildung in Südwesteuropa (Zentralplateau—Spanien) und eine starke in Mittelsibirien und China erkennbar. Man hat also den Eindruck, daß die Zonen der Kohlenbildung entweder nach Südwesten und Nordosten gewandert sind, oder daß sich e i n e Zone gedreht hat (in Asien gegen Nordosten, in Europa gegen Südwesten). Die amerikanischen Verhältnisse zeigen ähnliches (Wandern der Trockenfazies nach Süden bzw. Südwesten im Oberkarbon—Perm). Eine Zone von warmfeuchtem Klima ist jedenfalls erkennbar, und es ist auch sicher, daß sie sich vom Karbon zum Perm verschoben hat; ob es sich dabei um einen D o p p e l gürtel handelt oder ab e i n äquatorialer Gürtel vorlag, steht nicht fest.

4. Die Vereisung der Südkontinente

Südamerika, Afrika, Vorderindien und vermutlich auch Australien und die Antarktis besitzen bis in die spätpaläozoische Zeit eine Reihe gemeinsamer Beziehungen, welche die Vereinigung zu einem Südkontinent Gondwana rechtfertigen. Insbesondere

die sogenannte *Glossopteris*-Flora und die Landwirbeltiere zeugen von früheren Verbindungsmöglichkeiten über den Südatlantik, Indik und das antarktische Meer.

Außerdem besitzen diese Gebiete aber in der jungpaläozoischen Vereisung ein wichtiges gemeinsames Merkmal. Es ist heute sicher, daß in Australien und Südamerika mehrere Vereisungen vorlagen, von denen die älteste wohl schon unterkarbonisch ist. Die Hauptvereisung Indiens, Südafrikas und Südamerikas wird der dritten australischen Vereisung gleichgestellt und dem obersten Karbon oder dem tiefen Perm zugewiesen. Die gemeinsamen Merkmale bestehen in der Beziehung zu der „kalten" *Eurydesma*-Fauna und in der Überlagerung durch kohlenführende Schichten mit *Glossopteris*, die im Salt Range ohne Diskordanz durch die „warme" *Productus*-Kalk-Fauna des höheren Perm abgelöst werden.

Diese Gemeinschaft der Vereisungen, welche für die Zusammenhänge zwischen den verschiedenen Teilen Gondwanas spricht, birgt andererseits einige schwer zu lösende Probleme, die vor allem von KOKEN (1907) und dann von A. WEGENER (1922, 1924) formuliert worden sind. Man kann sie in zwei Sätze fassen (s. auch Abb. 117 und 120):

1. Die Verteilung der Eiszeit-Spuren des Permo-Karbons ist bei der heutigen Lage von Äquator und Pol unverständlich: die Vereisungsgebiete Südamerikas, Südafrikas und Australiens liegen zwischen 20 bis 40° südl. Breite, das indische Vereisungsgebiet zwischen 15 bis 20° nördlicher Breite. Sie liegen damit vollkommen außerhalb der heutigen Zone glaziären Klimas. Da es sich bei ihnen aber zweifellos nicht um Gebirgsvereisungen, sondern um Inlandeis-Kalotten großer Kontinentalblöcke handelt, sind sie auf die heutige Pollage nicht zu beziehen. Aus diesem Grunde muß eine Verschiebung des Längen-Breitennetzes bzw. eine Wanderung der Pole angenommen werden. Es kommt hinzu, daß bei der heutigen Lage der Pole die Bewegungen des Eises in Südafrika nach Süden, in Indien nach Norden, d. h. in beiden Fällen vom heutigen Äquator zum Pol gerichtet gewesen wäre, was ebenfalls unverständlich ist. Eine Verschiebung des Poles würde auch den Kohlengürtel der Nordkontinente in eine verständlichere subtropische bis tropische Lage bringen.

2. Auch durch Annahme einer Polverschiebung sind alle permischen Vereisungsspuren nicht in Einklang zu bringen, da sie sich über einen enormen Raum verteilen. Es ist keine Lage der Pole denkbar, bei der alle bekannten permischen Vereisungsspuren in Polnähe liegen könnten. Nimmt man z. B. den Pol in der Nähe von Indien an, so wären das australische und südafrikanische Vereisungsgebiet 60 bis 75° davon entfernt und müßten entsprechend in Äquatornähe gelegen haben. Auch ein Wandern des Poles bei Annahme eines verschiedenen Alters der Vereisungen würde das Ergebnis nicht verbessern, da z. B. an der Gleichaltrigkeit der indischen und südafrikanischen Vereisung kaum zu zweifeln ist.

Diese Tatsachen liegen der WEGENERschen Verschiebungstheorie der Kontinente zugrunde, da offensichtlich ein einfacher Zusammenbruch Gondwanas bzw. ein Einbruch des Indik und Atlantik die Lagebeziehungen der Eiszeitspuren nicht erklärt. Nimmt man dagegen an, daß die Südkontinente im Jungpaläozoikum nahe beieinander in der Umgebung des damaligen Poles lagen, so wird diese Lage verständlicher und auch der Kohlengürtel einer warmfeuchten Zone läßt sich in das damalige Koordinatennetz ziemlich zwanglos einfügen.

Es ist nicht zu leugnen, daß das Problem der permischen Vereisungen eine starke Stütze der Drifttheorie WEGENERS bildet. Die Einzelheiten sind natürlich sehr umstritten. So nahm WEGENER an, daß die besprochenen Blockschollen mitsamt der Antarktis eine zusammenhängende Landmasse bildeten (Abb. 127a), während SALOMON-CALVI versuchte, dieselben zwar aneinander zu rücken, aber um ein zentrales südpolares Becken zu gruppieren,

ähnlich der heutigen Lage der Nordkontinente um den Arktik (Abb. 127b). Eine andere Gruppierung hat DU TOIT vorgeschlagen (Abb. 127c). Auch die Richtung der eventuellen nachpermischen Kontinental-Drift steht nicht fest; hierbei ist besonders dem späteren Zusammenschub des mediterranen Gebirgsgürtels Rechnung zu tragen, der für eine allgemeine Drift vom Pol zum Äquator spricht. Das würde aber eine relative Entfernung der einzelnen

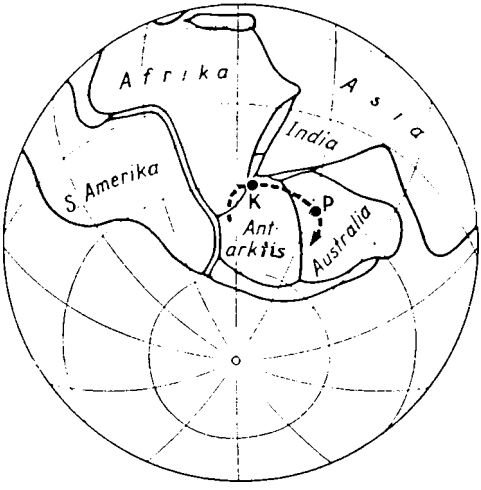


Abb. 127a. Lage der Südkontinente im Jungpaläozoikum nach A. WEGENER (1924), bezogen auf den heutigen Südpol und auf Afrika, welches als unbewegt angenommen ist. Der Pfeilstrich gibt die vermutete Lage und Wanderung des Südpoles im Karbon (K) und Perm (P) an.

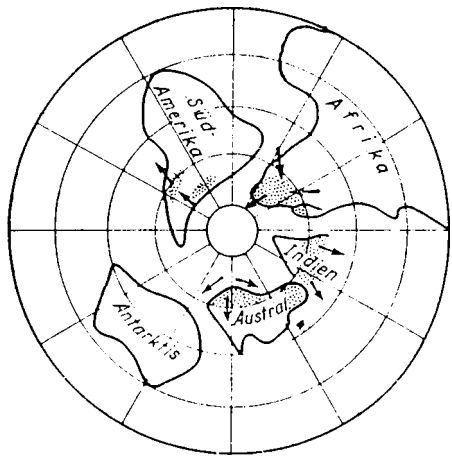


Abb. 127b. Lage der Südkontinente im Jungpaläozoikum nach SALOMON-CALVI (1933), bezogen auf die vermutete damalige Lage des Südpols.
Pfeile Richtung der Eisbewegung,
punktiert vereiste Gebiete.

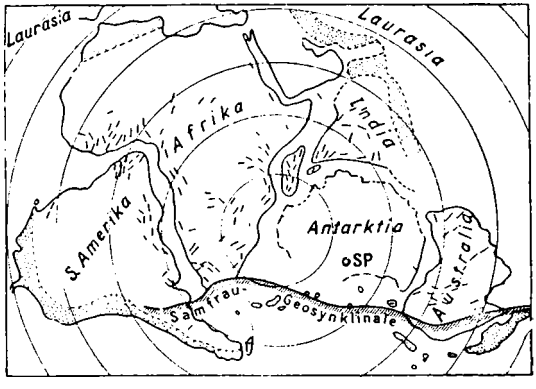


Abb. 127c. Lage der Südkontinente im Jungpaläozoikum nach A. DU TOIT (1937). *SP* Südpol heute; *kurze Striche* Streichen der Haupt-Strukturlinien; *Punkte* marine Räume im Jungpaläozoikum.

Blockschollen auch nach den Längengraden bedeuten. Andererseits hat schon WEGENER betont, daß die Drift allein alle Tatsachen nicht erklärt. Polverschiebungen, d. h. Verlagerungen des geographischen Koordinaten-Netzes als Ganzes sind wahrscheinlich; darauf deuten die Verschiebungen des Kohlengürtels hin, ebenso wie das Auftauchen der *Glossopteris*-Flora über allen Vereisungsgebieten und der „warmen" *Productus*-Fauna über den Tilliten von Kaschmir. Durch einen Klimawechsel, welcher die ganze Erde gleichmäßig betrifft, sind diese Tatsachen kaum zu erklären.

XIIIa. SCHRIFTTUM JUNGPALÄOZOISCHE GEBIRGSBILDUNG

Appalachen. Siehe C. R. XVI. intern. Geol. Congr. Washington 1933 (1936), Aufsätze von A. BEVAN, R. J. HOLDEN, F. K. MORRIS, R. DOTT, H. D. MISER und Führer zum Kongreß 1933.

ARGAND, E., La tectonique de l'Asie. — C. R. XIII. intern. Geol. Congr. Brüssel, 1922 (1924).

ASHAUER, H., & TEICHMÜLLER, R., Die variscische und alpidische Gebirgsbildung Kataloniens. — Abh. Ges. d. Wiss., Göttingen, 16, 1935.

BECKER, H., Mittel- und Westeuropa. — Reg. Geol. d. Erde, Bd. 2, III, 1938.

BEDERKE, E., Die varistische Tektonik der mittl. Sudeten. — Fortschr. d. Geol. u. Pal., VII, 23, 1929.

BRINKMANN, R., Die Mitteldeutsche Schwelle. — Geol. Rundschau, 35, 1948.

BUBNOFF, S., v., Geologie von Europa. Kaledoniden und Varisciden. Bd. II, 1, 1930.

CLOOS, H., Der Gebirgsbau Schlesiens. — Berlin 1922.

DAHLGRÜN, F., Über die Grundlagen einer tektonischen Gliederung des Harzes. — Zeitschr. D. G. G., 91, 1939.

DEMAY, A., Les nappes cévenoles. — Paris 1931.

—, Contribution à la synthèse de la chaine hercynienne d'Europe, I. u. II. — Revue de geogr. physique et de géol. dynamique. Paris 1934.

—, Structure générale de la chaine hercynienne d'Europe. — C. R. XVI. intern. Geol. Kongr. Washington 1933 (1936).

DU TOIT, A. L., Our wandering continents. — Edinburgh, 1937.

FOURMARIER, P., La tectonique de l'Ardenne. — Ann. soc. géol. Belg., 34, 1906.

—, Tectonique générale des terrains paléozoiques de la Belgique, — Guide XIII. congr. intern. Geol. Brüssel 1922.

GAERTNER, H. R. v., Geologie der Zentralkarnischen Alpen. — Denkschr. Ak. d. Wiss., Wien, 102, 1931.

—, Der Bau des französischen Zentralplateaus. — Geol. R., 28, 1937.

—, Montagne Noire und Massiv von Mouthoumet als Teile des südwesteuropäischen Variszikums. — Abh. Ges. Wiss. Göttingen, 17, 1937.

—, Probleme des Saxothuringikums. — Geol. Jahrb. Hannover, 65, 1950.

HERITSCH, F., Geologie der Steiermark. — Graz 1921.

—, Die Karnischen Alpen. — Graz 1936.

KEITH, A., Outlines of Appalachian structure. — Bull. Geol. Soc. Amer., 34, 1923.

KOSSMAT, F., Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. — Abh. sächs. Geol. L., 1, 1927.

—, Zur Frage des Deckenbaues im Harz. — Zeitschr. D. G. Ges., 80, 1928.

LOTZE, F., Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges. — Abh. Ges. d. Wiss., 14, 2, 1929.

MOORE, R. C., Late paleozoic crustal movements of Europe and North America. — Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 19, 9, 1935.

MAZAROWITSCH, A. N., Grundlagen der Geologie der USSR. — Moskau, 1938.

MUSCHKETOFF, D. J., Tektonik Zentralasiens. — Taschkent 1936 (russisch).

—, Modern conceptions of the tectonics of Central Asia. — C. R. XVI. intern. Geol. Kongr. Washington 1933 (1936).

PIETZSCH, K., Abriß der Geologie von Sachsen. — Berlin, 1951.
SCHOLTZ, H., Das varistische Bewegungsbild. — Fortschr. d. Geol. u. Pal., VIII, 25, 1930.
SCHRIEL, W., Der geologische Bau des Katalonischen Küstengebirges. — Abh. Ges. d. Wiss. Göttingen, 14, 1, 1929.
—, Kritische Betrachtungen zur Deckenfrage im Harz. — Zeitschr. D. Geol. G., 91, 1939.
—, Die Geologie des Harzes. — Hannover 1954.
STILLE, H., Über westmediterrane Gebirgszusammenhänge. — Abh. Ges. d. Wiss. Göttingen, 12, 8, 1927.
—, Über europäisch-zentralasiatische Gebirgszusammenhänge. — Nachr. Ges. d. Wiss. Göttingen, 1928.
—, Einführung in die Phasen der paläozoischen Gebirgsbildung. — Zeitschr. D. Geol. Ges., 80, 1928.
—, Die subvariszische Vortiefe. — Daselbst, 81, 1929.
—, Einführung in den Bau Amerikas. — Berlin 1940.
—, Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. — Beihefte z. Geol. Jahrb. Heft 2, Hannover 1951.
SUESS, F. E., Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Gebirge. — Berlin 1926.
—, Europäische und nordamerikanische Gebirgszusammenhänge. — Rep. XVI. intern. Geol. Congr. Washington 1933 (1936).
—, Bausteine zu einem System der Tektogenese. Fortschr. Geol. u. Pal., Bd. XIII, Heft 42 und 43, 1937 bis 1938.
VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT, W. A. J., The Permo-Carboniferous orogeny in the south-central United States. — K. Akad. Wetensch. Amsterdam, 27, 1931.
—, The late Paleozoic orogeny in the Nord-American continent. — C. R. XVI. intern. Geol. Congr. Washington 1933 (1936).
WURM, A., Über den Bauplan des varistischen Gebirges am Westrand der böhmischen Masse. — Geol. R., 1926.

Siehe auch: I. Allgemeines Verzeichnis: 2. GIGNOUX, PIRSSON und SCHUCHERT. 6. DEECKE (Baden), EVANS, GERTH, KRENKEL, LEUCHS, OBRUTSCHEFF, E. SUESS, TERMIER, WURM. — V. KOSSMAT, STILLE.

Zu den Fragen der Kohlenbildung und der permischen Eiszeit siehe Lit. XII und XIII und Lit. III (KOEPPEN-WEGENER).

D. DIE MITTELZEIT (MESOZOIKUM)

Die Mittelzeit der Erde entspricht größenordnungsmäßig einem Zeitraum von 130 bis 140 Millionen Jahre.

Unter den Mollusken sind die Belemniten und die echten Ammoniten, unter den Wirbeltieren die großen Reptilien (Saurier) für diese Ära bezeichnend. Neu erscheinen die Hexakorallen und, bis auf spärliche Vorläufer im Karbon und Perm, die Echiniden (Euechiniden). Die Crinoiden sind durch neue Gruppen (vorwiegend Articulaten) ausgezeichnet, die Brachiopoden sind individuenreich, aber artenarm. Muscheln und Schnecken werden häufig und liefern stratigraphisch kennzeichnende Familien und Gattungen. Die höheren Krebse treten auf (Decapoden), desgleichen die ersten Säugetiere, welche aber klein, primitiv und spärlich bleiben. In der Flora herrschen zuerst Farne und Nadelbäume, in der Mittelkreide erscheinen die Laubbäume.

Bei der üblichen Gliederung in Trias, Jura und Kreide ist zu bemerken, daß die Trias faunistisch schärfer abgegrenzt werden kann, während Jura und Kreide Übergänge zeigen. Hier ist für die Grenzziehung die kimmerische Faltung wichtig, so daß geologisch Trias und Jura, biologisch Jura und Kreide enger zusammengehören.

Über die am Ende der Altzeit aussterbenden Gruppen s. S. 111.

XIV. TRIAS

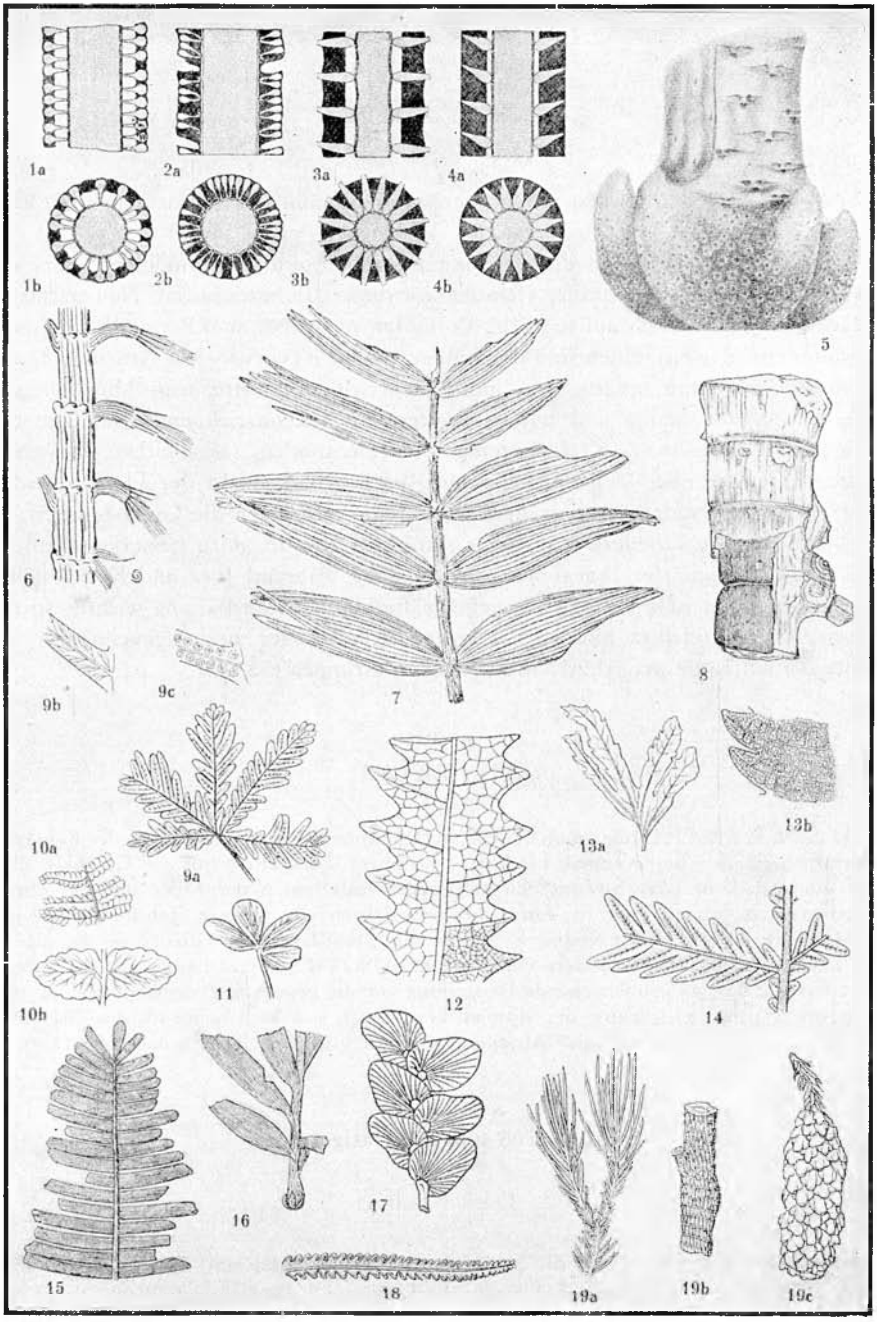
1834 faßte v. ALBERTI die schon früher in Deutschland bekannten Stufen des Buntsandsteins, Muschelkalkes und Keupers zur Trias zusammen. Die Erkenntnis der Gleichaltrigkeit dieser Binnenbecken-Sedimente mit den pelagischen Kalkmassen der Alpen und des Mittelmeergebietes ist jünger. Erst in den fünfziger Jahren des vorigen Jahrhunderts haben v. HAUER, v. RICHTHOFEN und E. SUESS die Grundlagen zur Gliederung der alpinen Trias gelegt, die später insbesondere von E. v. MOJSISOVICS ausgearbeitet wurden. Es muß betont werden, daß die namengebende Dreiteilung auf die pelagische Normalausbildung nicht anwendbar ist; die sechs Stufen der alpinen Trias lassen sich auch heute nicht vollkommen sicher mit den drei „germanischen" Abteilungen parallelisieren (s. Tabelle VIII, S. 418/9).

1. Lebewelt und Biostratigraphie

Die Flora

Von marinen Pflanzen treten die Schlauchalgen (Dasycladaceen) in der alpinen Trias gesteinsbildend auf. Erhalten sind Kalkröhrchen, von Kanälen und Poren durchsetzt, in denen das Plasma und die Sporangien enthalten waren. Diese liegen bei den paläo-

Tafel XXXIII, Trias



Erklärung nebenstehend

zoischen Dasyporellen in der Stammzelle, bei den unverzweigten triadischen Diploporiden in den seitlichen Wirtelästen.

Bedeutung haben: *Gyroporella* (Tafel XXXIII, 1) mit nach außen erweiterten, randlich abgeschlossen, d. h. blind endenden Kanälen in Wirtelstellung; *Oligoporella* und *Physoporella* (Taf. XXXIII, 3 und 4) mit nach außen verjüngten, perforierenden oder blind endenden Kanälen (anisisch) und *Diplopora* mit zylindrischen oder nach außen erweiterten, büschelförmig angeordneten Ästen, bei denen die Büschelansätze wirtelförmig stehen; häufig ist eine Ringgliederung der stabförmigen Körper. In der Mitteltrias sind sie am häufigsten (Taf. XXXIII, 2).

Bei den Landpflanzen liegt der scharfe Schnitt schon früher, an der Zechsteinbasis, wo die Nacktsamer häufig werden. In der Obertrias erscheinen dann Pflanzengemeinschaften, die in den Jura fortsetzen, so daß auch hier die Regel von dem Vortritt der Flora Geltung hat.

Bei den **Pteridophyten** (Gefäßkryptogamen) zeigen die Schachtelhalme ein neues Bild. An Stelle der Calamariales, von denen außer den „gondwanidischen" Gattungen *Phyllotheca* (Taf. XXXIII, 6) und *Schizoneura* (Taf. XXXIII, 7) nur *Neocalamites* zu nennen wäre, ist besonders *Equisetites* häufig, der typische Schachtelhalm mit scheidig verwachsenen Blättern (Taf. XXXIII, 8).

Auch die Lycopodiales haben ihre Bedeutung fast verloren. Vielleicht gehört hierher die „kakteenförmige" *Pleuromeia* des Buntsandsteins mit knolliger vierlappiger Basis und einem unverzweigten Stämmchen, welches Blattnarben trägt (Taf. XXXIII, 5).

Auch bei den Farnen ist das Bild verändert. Von älteren reicht nur *Glossopteris* über die Triasbasis hinaus. Sonst schließen die triadischen Farne enger an lebende Gruppen an. Wichtig sind folgende Gruppen:

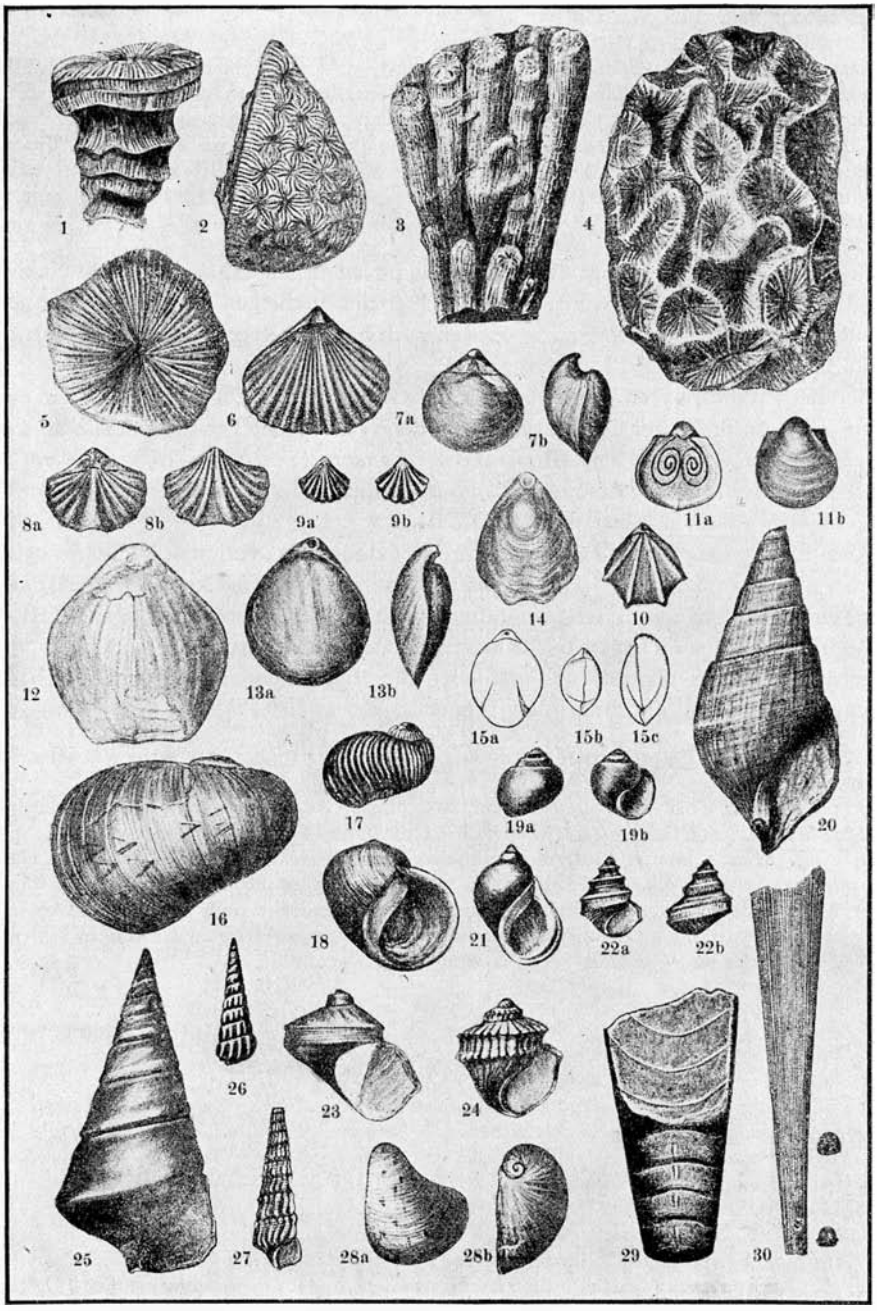
Matoniaceen. *Phlebopteris (Laccopteris)* aus dem Rhät-Lias mit fiederiger oder maschiger Aderung (Taf. XXXIII, 9).

Dipteridaceen. Eine im Mesozoikum häufige Gruppe mit komplizierter Maschenaderung der Blätter: *Clathropteris* (Keuper-Mitteljura) mit breiteren, *Dictyophyllum* (Keuper-Lias) mit langen schmalen Fiedern und zweiteiligen Wedeln (Taf. XXXIII, 12 und 13); *Thaumatopteris* (Rhät-Lias), zu *Laccopteris* vermittelnd; *Camptopteris* (Rhät) mit zweiteiligen Wedeln, deren Gabeläste mehrfach um sich selbst gedreht sind, nach GOTHAN eine der merkwürdigsten Pflanzen, die je gelebt hat. Diese weit verbreiteten Gattungen fehlen in Indien, Südafrika und Ostasien.

Tafel XXXIII (S. 370): Pflanzen der Trias

1. a und b Längs- und Querschnitt von *Gyroporella vesiculifera;* 2. a und b desgleichen von *Diplopora annulata;* 3. a und b desgleichen von *Oligoporella pilosa;* 4. a und b desgleichen von *Physoporella pauciforata* (1 bis 4 Schemata nach J. v. PIA); 5. *Pleuromeia sternbergi,* Basalteil mit Rhizom und Stammstück, nach BISCHOFF & POTONIÉ; 6. *Phyllotheca* nach SCHMALHAUSEN & FEISTMANTEL; 7. *Schizoneura gondwanensis* nach FEISTMANTEL; 8. *Equisetites;* 9. *Laccopteris goepperti;* a Wedel, b steriler Lappen, c fertiler Lappen; 10. *Todites princeps;* a Wedelstück, b Fiederchen mit Nerven; 11. *Sagenopteris;* 12. *Dictyophyllum exile;* 13. *Clathropteris:* a Wedel, b Blattstück mit Nerven; 14. *Lepidopteris ottonis;* 15. *Pterophyllum jaegeri;* 16. *Podozamites distans;* 17. *Otozamites brevifolium,* nach SAPORTA und anderen; 18. *Anomozamites marginatus;* 19. *Voltzia heterophylla:* a Ast, b Stammstück, c Zapfen.

Tafel XXXIV, Trias



Erklärung nebenstehend

Zu den Osmundaceen, büschelförmigen Farnen mit pecopteridischen Blättern, wird *Todites* (Rhät-Mitteljura) gestellt (Taf. XXXIII, 10).

Zu den Marattiales mit langen, gefiederten oder gefingerten Blättern gehören *Marattiopsis* (Rhät-Lias) und *Danaeopsis* (Taf. XL, 10), letztere mit an der Basis herabgezogenen Fiedern; auch *Asterotheca meriani*, äußerlich einer *Pecopteris* gleichend, wird heute hierher gestellt.

Zu den Wasserfarnen wird *Sagenopteris* (Rhät-Unterkreide) mit breiten, maschig geäderten Blättern gestellt (Taf. XXXIII, 11). Der Farn gehört zu den merkwürdigen Caytoniales (s. S. 427), zu denen auch *Lepidopteris* gestellt wird. *Lepidopteris ottonis* ist eine typische Rhätform (Taf. XXXIII, 14).

Unsicher ist die Stellung einiger Pflanzen mit farnartigem Laub, wie *Thinnfeldia* (Taf. XL, 9).

Bei den **Gymnospermen** erreichen besonders die Cycadophyten, den heutigen Cycadeen verwandt, eine weite Verbreitung. Es sind baumförmige Gewächse von palmen- oder farnartigem Aussehen; die Blätter haben eine Mittelader oder parallele, seltener maschenartige Aderung. Neben den an die rezenten Arten anschließenden Cycadeen treten fossil noch die Gruppen der *Nilssoniales* und der *Benettiteen* auf (s. auch bei Jura, S. 427).

Die *Nilssonien* (Rhät-Kreide) sind durch lange, teils unzerteilte, teils unvollkommen zerteilte, einfach geaderte Blätter ausgezeichnet. Die *Benettiteen* sind durch ihre eigenartigen Blüten berühmt, da diese gewissermaßen zu den Angiospermen vermitteln, ohne indessen deren unmittelbare Vorfahren zu sein. Die weibliche, kolbenartige Blüte lag eingesenkt zwischen den Füßen der schopfartig stehenden Blätter; die Staubbeutelträger hatten farnblattartige Gestalt und standen im Kranz um die weibliche Blüte. An die Angiospermen erinnert das zeitlich getrennte Reifen der weiblichen und männlichen Organe (Taf. XL, 8 und 11).

Die Blätter der Benettiteen und Cycadeen lassen sich nicht immer sicher unterscheiden, spielen aber als Leitformen eine gewisse Rolle. Folgende Typen sind wichtig:

Pterophyllum — lange, lineare Blätter, seitlich der Achse angeheftet, parallele Adern. Perm-Trias, später selten (Taf. XXXIII, 15).

Anomozamites, wie *Pterophyllum*, aber kürzere Fiedern; Adern am Grunde gegabelt (Taf. XXXIII, 18).

Tafel XXXIV (S. 372): Triadische Korallen, Brachiopoden, Schnecken, Dibranchiaten

Korallen: 1. *Omphalophyllia;* 2. *Thamnastraea;* 3. *Thecosmilia;* 4. *Isastraea;* 5. *Montlivaultia;* alle Obernor bis Rhät, 2 bis 5 auch im Jura häufig.

Brachiopoden: 6. *Halorella (Rhynchonella) amphitoma*, Nor; 7 a und b *Mentzelia (Spiriferina) mentzeli*, Anis; 8 a und b *Spiriferina fragilis*, Anis; 9 a und b *Rhynchonella decurtata*, Anis; 10. *Tetractinella (Spirigera) trigonella*, Anis; 11 a und b *Koninckina leonhardi*, Ladin; 12. *Waldheimia norica*, Rhät; 13 a und b *Coenothyris vulgaris*, Muschelkalk; 14. *Terebratula gregaria*, Rhät; 15. *Dielasma ecki*, Unterer Muschelkalk: a Rückenklappe, b Stirnrand, c Seitenrand.

Schnecken: 16. *Fedaiella lemniscata*, Ladin; 17. *Naticella costata*, Scyth; 18. *Neritaria comensis*, Ladin; 19. a und b *Omphaloptycha gregaria*, Unterer Muschelkalk; 20. *Omphaloptycha escheri;* 21. *Hologyra fastigata*, Ladin; 22. a und b *Worthenia supraornata*, Ladin; 23. *Worthenia solitaria*, Nor; 24. *Turbo rectecostatus*, Scyth; 25. *Undularia scalata*, Unterer Muschelkalk; 26. *Loxonema rectocostatum*, Unterer Muschelkalk; 27. *Promathildia subornata*, Ladin; 28 a und b *Marmolatella stromatia*, Ladin.

Dibranchiaten: 29. *Atractites obeliscus*, Anis; 30. *Aulacoceras (Dictyoconites) reticulatum*, Karinth. Bis auf 15 sämtlich nach DIENER 1925.

Podozamites — mit spiral beblätterten Zweigen, Blätter lanzettähnlich, parallel geadert. Rhät-Mitteljura (Taf. XXXIII, 16).

Dictyozamites — lange Blätter mit Maschenaderung. Häufiger im Jura (Taf. XL, 4).

Otozamites — längliche bis runde, an der Basis geöhrte Blätter, paralleladerig. Rhät-Jura (Taf. XXXIII, 17).

Taeniopteris (Bandfarne), mit sehr langen, bandförmigen Blättern.

Ptilophyllum — sichelförmig gekrümmte lange Blätter mit einfachen Paralleladern, an der Basis herabgezogen. Jura (besonders Gondwana) (Taf. XL, 5).

Von Ginkgophyten ist noch *Baiera* (S. 281 und Taf. XL, 7) häufig.

Bei den Coniferen ist die auch schon früher bekannte *Voltzia* besonders im Buntsandstein typisch; die Gattung, welche lange oder kürzere spiralige Blätter hat, soll den Sumpfzypressen nahestehen (Taf. XXXIII, 19).

Die im Zechstein beginnende Pflanzengemeinschaft hat universelle Verbreitung; die früheren Florenprovinzen verschwinden, was auf ein ausgeglicheneres Klima hinweist. Mit geringen Änderungen reicht diese Flora bis in die Unterkreide.

Die wirbellosen Tiere

Foraminiferen. Die großen Fusuliniden verschwinden am Ende des Perms. Die Foraminiferen sind in der Trias selten, klein und primitiv: agglutinierende knäueligspiralige Schläuche, wie *Ammodiscus, Cornuspira, Hyperamina* und Kettenkammerlinge *(Nodosaria)* sind bekannt. In Kalken treten Globigerinen auf. Auch die

Schwämme bieten wenig neues; Kieselnadeln treten im Muschelkalk auf; Kalkschwämme (Pharetronen) sind aus ladinisch-karnischen Mergeln der Tethys bekannt.

Korallen. Ein scharfer Schnitt liegt über den basalen *Otoceras*-Schichten: Tetrakorallen und Tabulaten verschwinden und als Riffbildner erscheinen die bis heute lebenden Hexakorallen, welche durch sechs gleiche Grundsepten und abweichende Struktur der Kalkelemente ausgezeichnet sind. Genannt seien:

Astraeidae mit 6-strahligem Septenkranz und gut entwickelter Wand (an *Cyathophyllum* erinnernd). Neben Einzelformen (Taf. XXXIV, 1 und 5) wie *Montlivaultia* und *Omphalophyllia* (karnisch, norisch) sind Stöcke häufig: *Isastraea,* knollig, mit dichtstehenden, tiefen Kelchen (Taf. XXXIV, 4) und *Thecosmilia* (= *Lithodendron* der Obertrias), ästig verzweigt (Taf. XXXIV, 3).

Thamnastraeidae mit verfließenden Kelchen ohne trennende Wand zwischen ihnen; *Thamnastraea* ist in der norischen und rhätischen Stufe und im deutschen Muschelkalk bekannt (Taf. XXXIV, 2).

Molluskoideen. Über Bryozoen ist in der Trias sehr wenig bekannt, dagegen zeigen die Brachiopoden auch ein neues Bild und sind stratigraphisch, insbesondere zum Vergleich alpiner und deutscher Trias, wichtig.

Die Schloßlosen sind durch die hornschalige längliche *Lingula (Lingula tenuissima* vom Röt bis zum Keuper) und die Discinidae *Discina* und *Orbiculoidea* vertreten; beide sind stratigraphisch wertlos.

Bei den Schloßtragenden sind die Orthiden, Strophomeniden und Productiden verschwunden und auch der echte Spirifer fehlt. Dagegen sind Spiriferiden

mit punktierter Schale und Medianseptum noch häufig, vor allem *Spiriferina,* eine berippte Form mit oder ohne Zahnstützen in der anisischen und ladinischen Stufe (Taf. XXXIV, 8); *Mentzelia,* glatt oder feingestreift *(Mentzelia mentzeli* im Muschelkalk, Taf. XXXIV, 7); *Cyrtina,* mit hoher glatter Area, besonders im Rhät.

Bei den Sphenokraspedonten sind viele Gattungen, wie *Pugnax, Uncinulus* usw. verschwunden, dagegen ist *Rhynchonella* außerordentlich häufig *(Rhynchonella decurtata,* Muschelkalk. Taf. XXXIV, 9). Von alpinen Untergattungen seien die glatte *Austriella* (karnisch-norisch) und die mit Sinuszunge versehene *Norella* (anisisch-norisch) genannt, ferner die große, berippte oder glatte *Halorella* (Taf. XXXIV, 6) mit gerader Stirn, medianer Einwalmung und kleinen „Ohren" (norische Leitform).

Bei den Toxokraspedonten sind die helicopegmaten zwar im Rückgang, besitzen aber noch einige wichtige Formen, wie *Spirigera, Tetractinella (T. trigonella,* anisisch, Taf. XXXIV, 10), *Retzia* mit höherem Schnabel und alternierenden Rippen und *Koninckina,* die habituell an Productus erinnert, aber Spiralen besitzt (Taf. XXXIV, 11).

Die Toxokraspedonten mit Schleife (Terebrateln im weiteren Sinne) sind im Aufblühen.

Terebratula (Rhaetina) mit kurzer Schleife und zwei Zahnstützen in der kleinen Klappe. *Terebratula gregaria* – rhätische Leitform (Taf. XXXIV, 14).

Coenothyris – ähnlich, aber ohne Zahnstützen, Arme in der Mitte verwachsen. *Coenothyris vulgaris* ist im Muschelkalk sehr häufig (Taf. XXXIV, 13).

Dielasma – ähnlich, mit Zahnstützen in der großen Klappe. *Dielasma ecki* – Muschelkalk (Taf. XXXIV, 15).

Neben diesen spezifisch triadischen Formen tritt schon die langlebigere *Waldheimia* mit langer Schleife auf, vor allem ihre Untergattungen *Aulacothyris* mit Sinus in der kleinen Klappe (Muschelkalk, Anis) und *Zeilleria* mit zipfelförmigen Ecken des Stirnrandes, von denen diagonale Falten ausgehen (alpines Rhät).

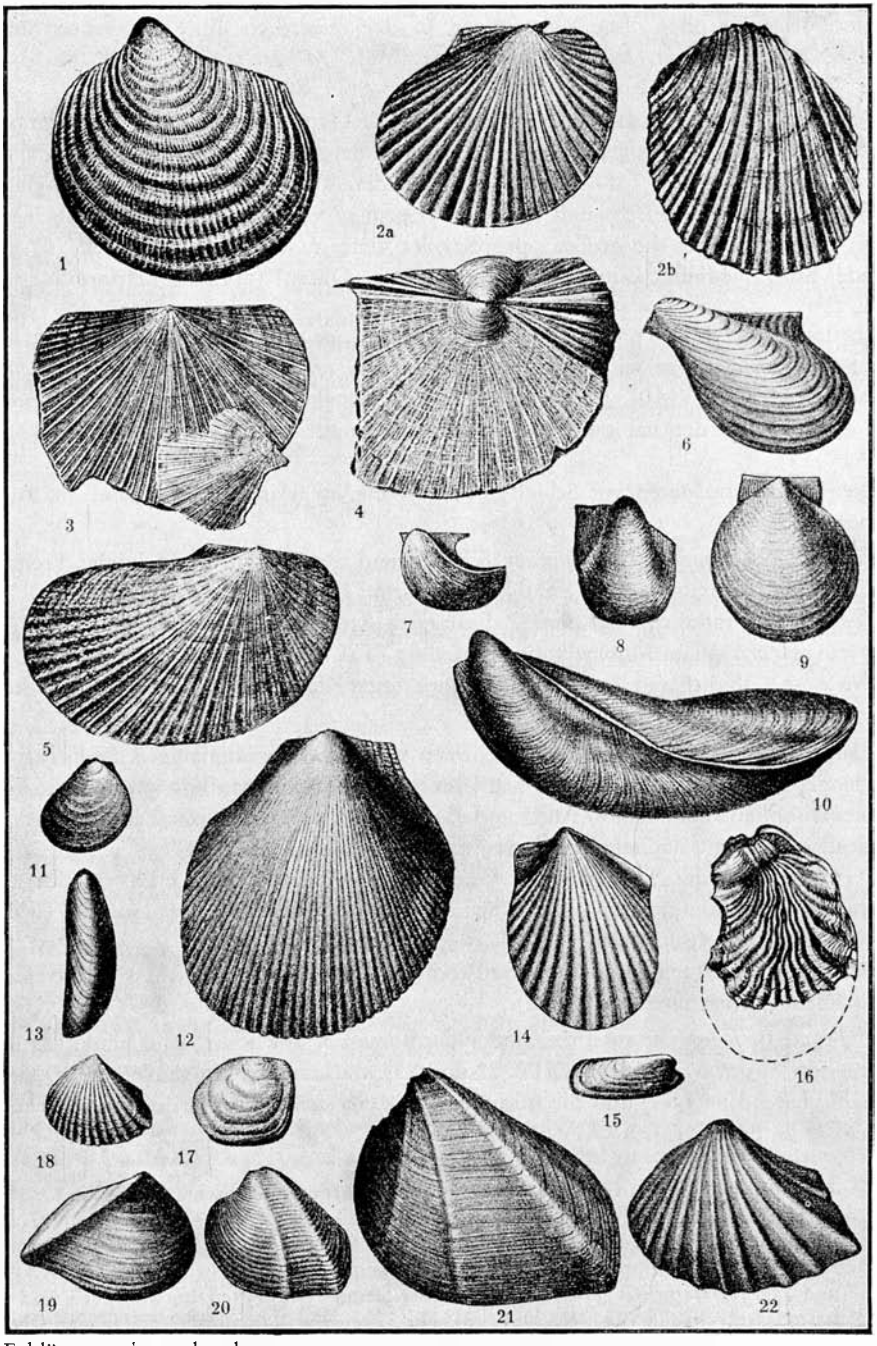
Die **Schnecken** der Trias sind im Gegensatz zu den Muscheln noch vielfach mit älteren Typen verknüpft, wenn auch jüngere Gattungen erscheinen; insbesondere ist die Grenze zum Lias oft unscharf.

Von den im weiteren Sinne hierher zu rechnenden Scaphopoden ist das kleine spitzkonische *Dentalium* unselten (Ladin).

Während *Bellerophon* ausstirbt, sind Pleurotomarien mit Schlitzband häufig, so die gedrungene *Worthenia* (Taf. XXXIV, 22 und 23) mit kantigen Umgängen *(Worthenia solitaria,* leitend im Nor) und die turmförmige *Murchisonia.* Ohne Schlitzband: *Turbo rectecostatus,* Scyth, Taf. XXXIV, 24.

Sehr häufig sind rundliche Gehäuse mit kleinen inneren und geblähten äußern Windungen. Von den schon früher auftretenden Neritopsiden (mit unresorbiertem Gehäuse) seien *Hologyra* (kallöse Innen- und Außenlippe), *Fedaiella* (Außenlippe scharf, Innenlippe mit zwei Höckern) und die querberippte *Naticella (Naticella costata* — Scyth) genannt (Taf. XXXIV, 16, 17 und 21). *Neritaria, Cryptonerita, Trachynerita* mit resorbierten Innenwänden sind in der Mitteltrias sehr häufig (Taf. XXXIV, 18). Die ähnlichen Naticiden treten in der Obertrias auf *(Natica klipsteini* — Nor). *Marmolatella*-Ladin (Taf. XXXIV, 28).

Tafel XXXV, Trias



Erklärung nebenstehend

Die turmförmigen Pyramidelliden liefern zwar keine wirklichen Leitformen, sind aber in einigen Sedimenten, wie Untermuschelkalk, Esinokalk, Cassianer Schichten sehr häufig und bezeichnend. Genannt seien: *Omphaloptycha* – birn- bis turmförmig, mit glatten rundlichen Umgängen und eiförmiger Mündung (Taf. XXXIV, 19 und 20); *Loxonema* – hochkegelförmig, mit runder Mündung, oft quer berippt (Taf. XXXIV, 26); *Trypanostylus*, sehr spitz, mit glatten, flachen Windungen; *Coelochrysalis*, mit abnormen Jugendwindungen; *Undularia* mit kantigen Windungen, vertieften Nähten und Spiralrippen auf der Basis (Taf. XXXIV, 25).

Daneben treten schon die hochgewundenen Turritellidae mit verzierten Windungen und einer Mündung mit Ausguß auf; so *Turritella* mit Spiralskulptur und *Promathildia* mit linksgewundenem Embryonalgehäuse (Taf. XXXIV, 27).

Im Mittelmeergebiet sind die Schnecken oft nesterweise gehäuft; die Arten variieren zum Teil sehr stark. Die Gastropodengemeinschaft, nicht die einzelne Art, kann stratigraphisch wichtig sein.

Muscheln. Die Muscheln erhalten nun das Übergewicht über die Brachiopoden; es sind in der Trias über 2000 Arten bekannt gegenüber 600 Brachiopodenarten. Insbesondere nehmen die Homomyaria stark zu. Die meisten paläozoischen Gattungen erlöschen in der Trias und viele moderne Formen treten hier auf.

Anisomyaria. Unter den Aviculiden ist *Avicula contorta* mit kleinem vorderem und breitem hinterem Ohr, stark gekrümmter und gewölbter linker Klappe und feinen Rippen leitend im Rhät (Taf. XXXV, 7). *Cassianella* mit hochgewölbter linker Klappe und eingekrümmtem Wirbel ist in der Mittelmeertrias häufig (Taf. XXXV, 8). *Pseudomonotis* (Taf. XXXV, 1 und 2) mit Byssusausschnitt im kleinen Ohr der rechten Klappe liefert wichtige Leitformen (*Pseudomonotis clarai* – scythisch, *Pseudomonotis ochotica* – norisch). Die verwandten Halobiiden ohne Ohren mit radialen Rippen und subzentralem Wirbel liefern die wichtigen Gattungen *Daonella* (*Daonella lommeli* – Langobard; Taf. XXXV, 3) und *Halobia* (*Halobia rugosa* – Karinth, Taf. XXXV, 4); letztere hat ein abweichend verziertes, dreieckiges „Halobienohr" unter dem Wirbel. *Monotis* ist durch Fehlen eines Vorderohres von *Pseudomonotis* unterschieden (*Monotis salinaria* – norischer Hallstätter Kalk, Taf. XXXV, 5).

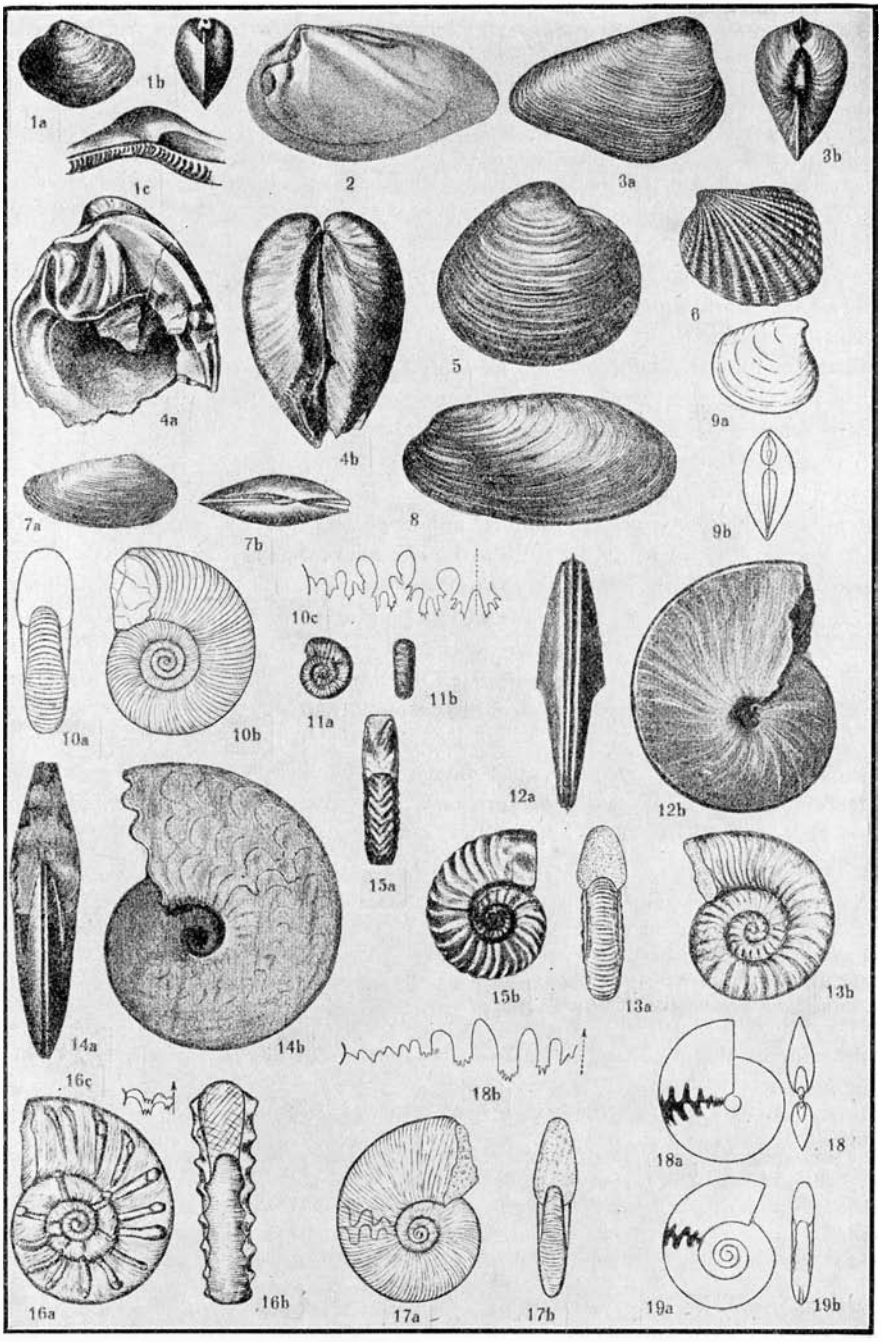
Die Pectiniden sind sehr reich vertreten, aber stratigraphisch wenig bedeutsam (Taf. XXXV, 9). In der germanischen Trias wiegen die glatten Formen (*Entolium* mit gleichen, *Velopecten* mit ungleichen Ohren, *Pleuronectites* ungleichklappig) vor, während im Mediterrangebiet auch viele radial berippte Formen auftreten. Wichtig sind die dickschaligen, mit rechter Klappe aufgewachsenen Spondyliden, von denen *Prospondylus* mit kleinerer rechter Klappe und zwei Ordnungen von Rippen genannt sei (*Prospondylus comptus* – Röt-Muschelkalk, Anis.)

Sehr zahlreich sind die schon im Zechstein bekannten (*Bakewellia*) Perniden mit Leisten-

Tafel XXXV (S. 376): Triadische Muscheln

1. *Pseudomonotis clarai*, Scyth; 2. a und b *Pseudomonotis ochotica*, Nor; 3. *Daonella lommeli*, Ladin; 4. *Halobia rugosa*, Karinth; 5. *Monotis salinaria*, Nor; 6. *Gervilleia costata*, Muschelkalk; 7. *Avicula contorta*, Rhät; 8. *Cassianella gryphaeata*, Ladin; 9. *Pecten discites*, Muschelkalk; 10. *Hoernesia socialis*, Muschelkalk; 11. *Lima praecursor*, Rhät; 12. *Lima striata*, Muschelkalk; 13. *Modiola triquetra*, Röt; 14. *Mysidioptera emiliae*, Karinth; 15. *Myoconcha gastrochaena*, Röt; 16. *Ostrea montis caprilis*, Karinth; 17. *Placunopsis ostracina*, Muschelkalk; 18. *Myophoria costata*, Röt; 19. *Myophoria laevigata*, Scyth; 20. *Myophoria vulgaris*, Röt, Muschelkalk; 21. *Myophoria kefersteini*, Karinth; 22. *Myophoria goldfussi*, Oberer Muschelkalk, Keuper. Alle aus DIENER 1925.

Tafel XXXVI, Trias



Erklärung nebenstehend

zähnen und Ligament in Quergruben; insbesondere seien genannt die langgestreckte *Gervilleia (Gervilleia costata* — Röt, Taf. XXXV, 6, *Gervilleia goldfussi* — Lettenkohle, *Gervilleia inflata* — Rhät) und die ungleichklappige, schraubenförmig verdrehte *Hoernesia* (*Hoernesia socialis* — Muschelkalk, Taf. XXXV, 10).

Die schief ovalen Limiden mit nach hinten gerücktem Wirbel und kleinen Ohren werden nun sehr häufig, z. B. *Lima striata* und *Lima costata* im Muschelkalk (Taf. XXXV, 11 und 12). Im Mediterrangebiet ist die verwandte *Mysidioptera* mit schief nach hinten gerichteter Ligamentgrube bis in das Rhät bezeichnend (Taf. XXXV, 14).

Von Austern seien die stark gefaltete karnische *Lopha (Alectryonia) montis caprilis* (mit linker Klappe aufgewachsen) und *Enantiostreon* (mit rechter Klappe aufgewachsen) aus dem Muschelkalk genannt (Taf. XXXV, 16). Zu den dünnschaligen, mit der kleinen Klappe aufgewachsenen Anomiiden wird die im Muschelkalk und Anis häufige *Placunopsis* gestellt (Taf. XXXV, 17).

Mytilus (vorne zugespitzt) und *Modiola* (schief, am Wirbel schwach gerundet) sind im Muschelkalk häufig (Taf. XXXV, 13). *Modiola minuta* leitend im Rhät.

Homomyaria. Bei den Taxodonten sind *Nucula* mit stärker gebogenem Schloßrand, *Palaeoneilo* mit Ligamentgrube am Wirbel (Taf. XXXVI, 1) und *Macrodon* mit geradem Schloßrand, breitem Wirbel und Diagonalkante häufig.

Bei den Schizodonten (Trigoniiden) sind an Stelle des *Schizodus* sehr zahlreiche Myophorien getreten, welche stratigraphisch wichtig sind. Der gespaltene Dreieckszahn in der linken Klappe ist das Hauptkennzeichen; die Gestalt wechselt zwischen dreieckig, schief-oval und trapezförmig. Auch die Berippung ist verschieden: neben glatten Formen treten (häufiger) solche auf, bei denen eine diagonale Kante eine Area abgrenzt.

Myophoria laevigata — dreieckig, mit scharfer Arealkante und konzentrischer Anwachsstreifung, Röt-Lettenkohle bzw. scythisch-ladinisch Taf. XXXV, 19). *Myophoria orbicularis* — rundlich, ohne Arealkante. Oberer Unterer Muschelkalk. *Myophoria vulgaris* — 1 Rippe auf der Schale, 1 bis 2 auf der scharf abgesetzten Arealfläche. Gemein im Muschelkalk (Taf. XXXV, 20). *Myophoria kefersteini* — 2 deutliche Rippen auf der Schalenfläche, Arealkante scharf, Gestalt länglich dreieckig; leitend für die Raibler Schichten und den Gipskeuper (Taf. XXXV, 21). *Myophoria whatleyae* — mehr Rippen; karnische Stufe. *Myophoria pesanseris* — 2 Rippen auf der Schale, 2 Wülste auf der Area; Stirnrand an den Rippen verbogen. Oberer Muschelkalk und Lettenkohle. *Myophoria goldfussi* — rundlich mit zahlreichen (14 bis 17) Rippen vor und auf der Area. Abgestutzter Arealrand. Oberer Muschelkalk-Gipskeuper (Taf. XXXV, 22). *Myophoria costata* — rundlich, zahlreiche Rippen vor der Area, diese glatt mit einer Furche.

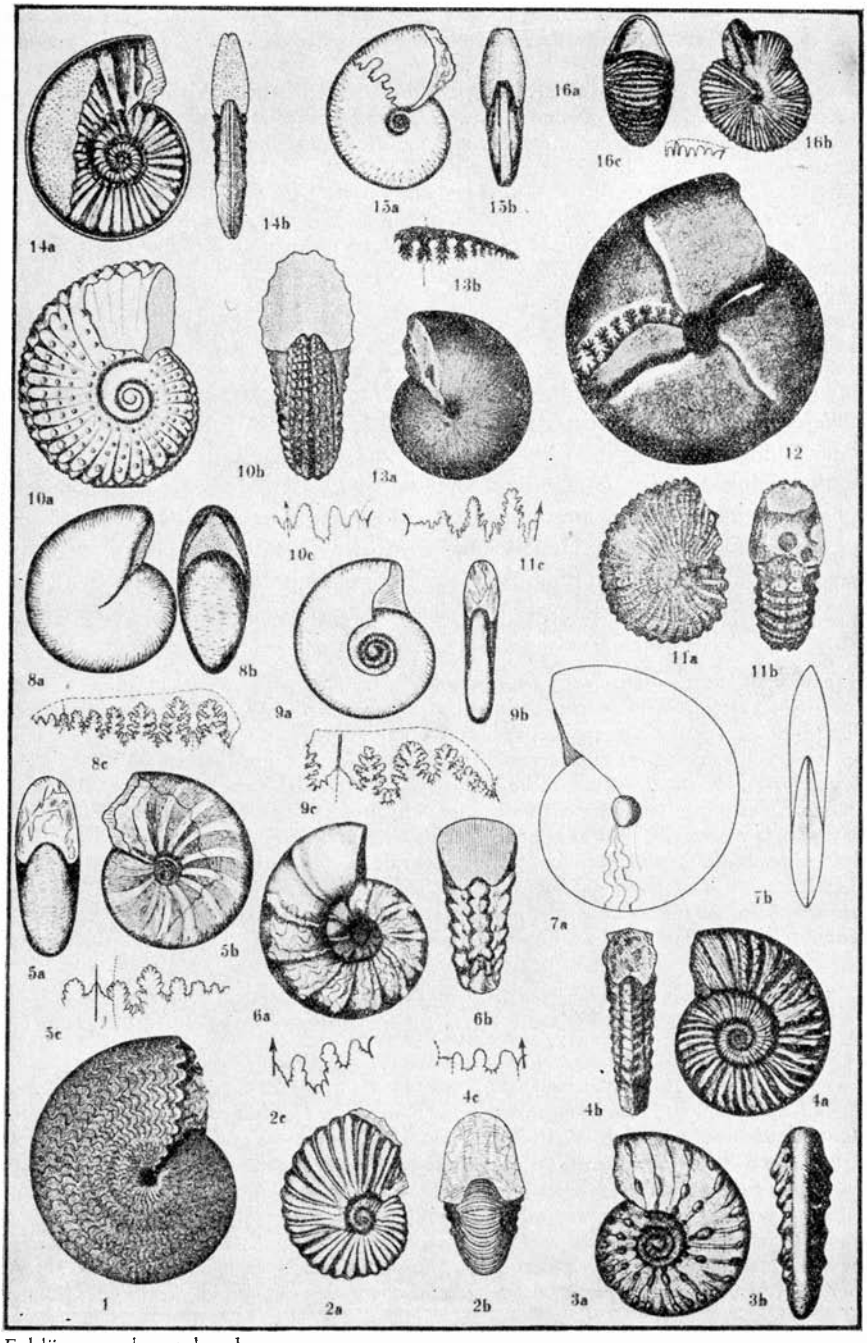
Tafel XXXVI (S. 378): Triadische Muscheln und Ammoniten

Muscheln: 1. a und b *Palaeoneilo lineata,* Ladin, c desgleichen Schloß, vergrößert; 2. *Trigonodus sandbergeri,* Oberer Muschelkalk; 3. a und b *Pachycardia rugosa,* Karinth; 4. a und b *Megalodon damesi,* Nor; 5. *Schafhäutlia mellingi,* Karinth; 6. *Cardita crenata,* Ladin; 7. a und b *Anodontophora lettica,* Oberer Muschelkalk und Lettenkohle; 8. *Pleurophorus curionii,* Karinth; 9. a und b *Astarte triasina,* Röt, Muschelkalk.

Ammoniten: 10. a und b *Monophyllites sphaerophyllus,* Anis, c desgleichen Lobenlinie; 11. a und b *Celtites subhumilis,* Karinth; 12. a und b *Hungarites yatesi,* Anis; 13. a und b *Dinarites avisianus,* Ladin; 14. a und b *Meekoceras gracilitatis,* Scyth; 15. a und b *Sibirites eichwaldi,* Scyth; 16. a—c *Tirolites cassianus,* Scyth; 17. a und b *Ophiceras sakuntala,* Scyth; 18. a und b *Hedenstroemia* (Umriß), c desgleichen Lobenlinie; 19. a und b *Flemingites* (Umriß), Scyth.

1 bis 17 nach DIENER 1925, 18 bis 19 nach Wedekind.

Tafel XXXVII, Trias



Erklärung nebenstehend

Röt (Taf. XXXV, 18). *Myophoria elegans.* Trapezförmig, Schale mit 30 konzentrischen Rippen, dreiteiliger Arealkante, Area mit dichterer Skulptur. Röt bis Keuper.

Die wohl verwandte Gattung *Myophoriopis* umfaßt glatte Formen mit schwachem Radialkiel. Bei den germanischen Arten *(Pseudocorbula)* sind die Zähne glatt, bei den alpinen gerieft.

Pachycardia wird von DIENER zur gleichen Familie gestellt, obwohl sie in beiden Klappen 2 Hauptzähne (daneben 1 bis 2 Leistenzähne) hat. Die Schale ist am Wirbel stark angeschwollen, hinten verschmälert. Leitend im Oberladin (Taf. XXXVI, 3).

Die Cardiniidae haben in *Trigonodus* einen häufigen triadischen Vorläufer. Die Schalen sind oval, glatt oder konzentrisch gestreift. Ein großer, dreieckiger Kardinalzahn ist vorhanden. *Trigonodus sandbergeri* ist leitend im obersten Muschelkalk (Taf. XXXVI, 2).

Unter den Astartiden seien genannt: die dickschalige, rundliche, konzentrisch gestreifte *Astarte* (Taf. XXXVI, 9), der lange, fast glatte *Pleurophorus* mit reduzierten Zähnen (Raibler Schichten, Taf. XXXVI, 8), die ähnliche *Myoconcha* (Muschelkalk, Anis), die dickschalige, viereckige und radial berippte *Cardita (Cardita crenata* – ladinische Leitform, Taf. XXXVI, 6; *Cardita guembeli* – Keuper, *Cardita praecursor* – Rhät).

Die dickschaligen Megalodontidae *(Praeastartacea)* sind leitend in den norischen Massenkalken und gleichen stark den in gleicher Fazies auftretenden devonischen Vorläufern (Taf. XV, 3). Die glatten Schalen mit eingekrümmtem Wirbel erreichen bedeutende Größe. FRECH hat versucht, sie zonar auszuwerten. Gut unterscheidbar sind 2 Gruppen: Gruppe des *Megalodon damesi* (Taf. XXXVI, 4) mit großer hinterer Schloßfläche und ungleichen Zähnen und Gruppe des *Megalodon triqueter* mit kleiner hinterer Schloßfläche und gleichen Zähnen. Diese kleineren, dünnschaligeren Formen beginnen im Karinth.

Unter den bis heute lebenden Luciniden mit nur konzentrisch gestreifter, rundlicher Schale und mit Nebenzähnen ist *Gonodon (mellingi)* in der karnischen Stufe häufig (Taf. XXXVI, 5).

Eine eigenartige Sammelgruppe sind die langgestreckten, glatten bis konzentrisch verzierten „Myaciten", meist nur als Steinkern bekannt: *Anodontophora (Anoplophora)* – Lettenkohle (Taf. XXXVI, 7), die rundlichere *Pleuromya* (Muschelkalk) und *Homomya (albertii)* mit fast zentralem Wirbel (Muschelkalk).

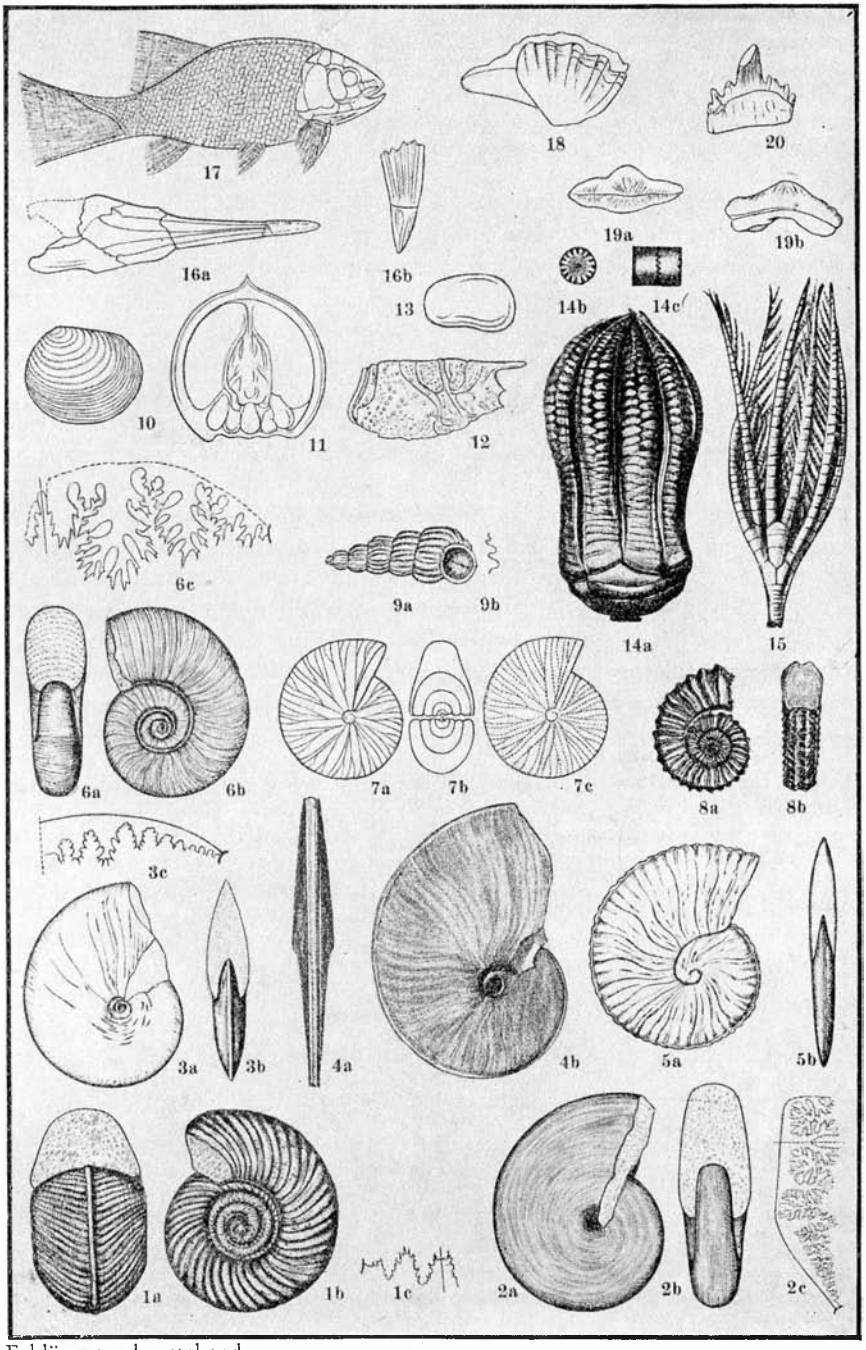
Die Entfaltung der Muscheln in der Trias ist fast explosiv; die ungeheure Differenzierung wird für die späteren Epochen wegbereitend.

Tafel XXXVII (S. 380): Triadische Ammoniten

1. *Beneckeia buchi* Unterer Muschelkalk; 2. a und b *Acrochordiceras carolinae,* Anis, c desgleichen Lobenlinie; 3. a und b *Ceratites trinodosus,* Anis; 4. a und b *Balatonites egregius,* Anis, c desgleichen Lobenlinie; 5. a und b *Ptychites studeri,* Anis, c desgleichen Lobenlinie; 6. a und b *Ceratites nodosus,* Oberer Muschelkalk; 7. a und b *Ceratites semipartitus* (Umriß), Oberer Muschelkalk; 8. a und b *Arcestes intuslabiatus,* Nor, c desgleichen Lobenlinie; 9. a und b *Gymnites humboldti,* Anis, c desgleichen Lobenlinie; 10. a und b *Protrachyceras archelaus,* Ladin, c desgleichen Lobenlinie; 11. a und b *Trachyceras aon,* Oberladin, c desgleichen Lobenlinie; 12. *Joannites cymbiformis,* Karinth; 13. a *Megaphyllites jarbas,* Ladin, b desgleichen Lobenlinie; 14. a und b *Arpadites cinensis,* Ladin; 15. a und b *Norites gondola,* Ladin; 16. a–c *Lobites dephinocephalus,* Ladin.

1, 11 und 12 aus DIENER 1925, die übrigen nach DIENER, WEDEKIND und ZITTEL.

Tafel XXXVIII, Trias



Erklärung nebenstehend

Cephalopoden. Zum erstenmal erscheinen nun, vielleicht von Orthoceren abzweigend, die Zweikiemer (Dibranchiaten), zu denen später die Belemniten gehören. Bei ihnen erhält das gekammerte Gehäuse eine feste Kalkumkleidung – das Rostrum, und wird damit zum Phragmokon. Außerdem wird es vom Mantel umwachsen und damit innerlich *(Endocochlia).*

Die triadischen Zweikiemer oder *Aulacoceratidae* haben ein relativ langes Phragmokon mit weiten Septenabständen und perlschnurförmigem Sipho. Das Rostrum ist dünner wie bei den Belemniten und die faserige Radialstruktur ist höchstens angedeutet. Bei *Aulacoceras* ist das Rostrum längsgestreift (Taf. XXXIV, 30), bei *Atractites* glatt (Taf. XXXIV, 29); von letzterem sind meist nur die Phragmokone erhalten.

Unter den Nautiloideen tritt *Orthoceras* noch in der norischen Stufe auf *(Orthoceras campanile).* Bei den planospiralen Formen herrschen die glatten, welche als *Germanonautilus* bezeichnet werden *(Germanonautilus bidorsatus* – Oberer Muschelkalk). Daneben sei *Pleuronautilus (mosis* – Anis) mit Seitenrippen und gewellter Lobenlinie genannt. Nicht selten sind im höheren Muschelkalk die sogenannten Rhyncholithen, welche als Kauwerkzeuge von *Nautilus* aufgefaßt werden *(Rhyncholithes hirundo).*

Die Ammonoideen liefern nach DIENER in der Trias etwa 259 Gattungen mit 2900 Arten und sind die wichtigsten Leitformen der Weltmeerfazies. SPATH (1936 und 1951) unterscheidet 11 Superfamilien mit 388 Gattungen. Übersichtlicher sind die Gliederungen von J. P. SMITH und WEDEKIND. Aus diesem Grunde folge ich der letzten, da die genetischen Einteilungen heute noch alle unsicher sind. Als allgemeines Merkmal sei erwähnt, daß die Zahl der Lobenelemente erster Ordnung bei den Triasformen groß ist (überzählig), während sie später wieder geringer wird. Für die Einteilung wird in der Trias neben der Lobenlinie die Schalenskulptur bedeutsam. Dabei sind zwei Entwicklungsreihen zu erkennen. Die eine schließt an die Permformen an, bleibt glatt und tritt erst am Ende der Trias reichlicher auf, um dann diese Periode zu überdauern. Die andere entwickelt nach einem neuen Plan gezackte Loben und erwirbt eine Skulptur, die ebenfalls einer gesetzmäßigen Entfaltung folgt; diese Gruppe stirbt am Ende der Trias aus. Die permischen Nachfahren seien zuerst betrachtet.

Die oberpermischen Stacheoceraten hatten schon das Stadium einer total gezackten Lobenlinie mit dreizackigen (triaeniden) Lobengründen und grobblätteriger (makro-

Tafel XXXVIII (S. 382): Triadische Ammoniten, Krebse, Stachelhäuter, Fische

1. a–c *Tropites subbullatus,* Karinth; 2. a–c *Cladiscites subtornatus,* Karinth; 3. a–c *Carnites floridus,* Karinth; 4. a und b *Sageceras haidingeri,* Karinth; 5. a und b *Pinacoceras layeri,* Nor; 6. a–c *Rhacophyllites neojurensis,* Nor; 7. a–c *Halorites,* schematisch nach WEDEKIND, Nor; 8. a und b *Choristoceras marshi,* Rhät; 9. a und b *Cochloceras fischeri,* Rhät; 10. *Estheria minuta,* Lettenkohle; 11. *Halicyne agnota,* Muschelkalk; 12. *Pemphix sueuri* Cephalothorax, Obermuschelkalk; 13. *Bairdia pirus;* 14. a *Encrinus liliiformis,* Oberer Muschelkalk; 14 b und c desgleichen Stielglieder; 15. *Dadocrinus gracilis,* Anis = Unterer Muschelkalk; 16. a *Saurichthys,* Schädel von oben, etwa 1/3 natürlicher Größe, Keuper; 16. b desgleichen, Zahn; 17. *Semionotus,* Keuper; 18. *Ceratodus,* Zahn; 19. a und b *Acrodus,* Zahn von oben und von der Seite; 20. *Hybodus,* Zahn.

1 bis 6, 8, 9, 14, 15 aus GÜRICH & DIENER 1925; 10 bis 12, 16 bis 17 nach PHILIPPI, Lethaea 1903; 18 bis 20 nach M. SCHMIDT, 1928.

phyller) Sattelendigung erreicht. Diese Stammgruppe tritt in der Trias zunächst zurück *(Parapopanoceras, Monophyllites* Taf. XXXVI, 10), liefert aber in der höheren Trias bezeichnende Vertreter wie *Megaphyllites* und *Rhacophyllites* (Taf. XXXVII, 13 und XXXVIII, 6), welche wohl zu den Phylloceraten des Jura überleiten. Diese Formen sind meist glatt; die Lobenlinie unterscheidet sich nur insofern von den permischen Vorläufern, als am Zackengrund eine Zähnelung dritter Ordnung einsetzt und die großen Blattenden der Sättel länglich-oval gestaltet sind (unsymmetrisch). Übrigens besitzen auch die Medlicottiiden in dem bis zur karnischen Stufe hinaufreichenden *Sageceras* einen Nachläufer.

Außerdem geht vielleicht die Gruppe der Arcestiden, welche sich vom Ladin ab reicher entwickelt, auf die permische Hauptreihe zurück. Diese kugeligen, stark eingerollten und fast ungenabelten Formen haben eine glatte Schale, aber oft innere Wülste, die auf dem Steinkern als radiale Furchen erscheinen. Die Lobenlinie zeigt eine starke Zähnelung dritter Ordnung, so daß die Verzweigung sehr fein wird, wobei aber die Blätter (Sättel zweiter Ordnung) triaenide Lobengründe besitzen (Taf. XXXVII, 8). Neben *Proarcestes* (anisisch-karnisch) und *Arcestes* (karnisch-rhätisch) dürften hierher auch der hochmündigere *Joannites* (Leitform Karinth, Taf. XXXVII, 12) und *Cladiscites* mit feiner Spiralstreifung (karnisch-norisch) gehören (Taf. XXXVIII, 2). Der karnische *Lobites* ist wohl, trotz einfacherer Lobenlinie, hier anzuschließen; er besitzt radiale Rippen, einen dicken subventralen Sipho, Innenwülste und eine eigenartig geknickte Wohnkammer (Taf. XXXVII, 16). SPATH macht aus ihm eine Superfamilie (Lobitida).

Der Hauptstamm der triadischen Ammoniten beginnt schon im Perm mit nur basal (aber mehrfach, d. h. nichttriaenid!) gezackten Loben, während später die Zackung aufsteigt und schließlich total wird, unter Reduktion der basalen Zacken auf den triaeniden Typus. Dabei ist die Zerschlitzung kleinblätterig (mikrophyll). Auch eine Zähnelung zweiter Ordnung setzt ein, so daß in der höheren Trias die kompliziertesten Lobenlinien überhaupt erzielt werden. Gleichzeitig zeigt dieser Stamm eine progressive Entwicklung von glatten zu einfach berippten Formen, dann zu Gabelrippern (einfach gespalten) und Spaltrippern (mehrfach gespalten). Auch ein letztes Stadium des teilweisen Abbaues der Rippen ist angedeutet; diese Reihe stirbt im Rhät aus, wobei kurz vor dem Ende noch Formen mit aufgelockertem Gehäuse *(Choristoceras)* oder schneckenförmiger Aufwindung *(Cochloceras)* erscheinen (Taf. XXXVIII, 8 und 9).

Schon im Oberperm erscheinen glatte und weitgenabelte Formen *(Xenaspis),* von denen sich das untertriadische *Ophiceras* (Taf. XXXVI, 17) nur durch den Besitz von Hilfsloben unterscheidet, s. S. 317. Gleichzeitig treten das engnabelige, außen zugespitzte *Otoceras* und die einfach berippten *Celtites* und *Xenodiscus* auf. Auf das Perm geht endlich auch die Gattung *Hungarites* zurück, engnabelige, sehr hochmündige Formen mit dachförmigem Kiel und ceratitischer Lobenlinie; sie sind im Perm glatt, erwerben später Rippen und Knoten und reichen bis in die ladinische Stufe (Taf. XXXVI, 12). An *Ophiceras* der Triasbasis sind Ammoniten der scythischen Stufe anzuschließen, welche glatt bleiben, aber die Zahl der Lobenelemente vermehren; sie werden hochmündig und engnabelig *(Meekoceras,* Taf. XXXVI, 14) bis zum Extrem *(Hedenstroemia,* Taf. XXXVI, 18). Der spiralgestreifte *Flemingites* (Scyth, Taf. XXXVI, 19) und der außen abgeflachte *Norites* (Anis-Ladin) mit 2 Kielen (Taf. XXXVII, 15) sind wohl hier anzuschließen. Auch die kleine, schmale, außen zugespitzte *Beneckeia* des Röt und Unteren Muschelkalkes gehört wohl mit ihrer goniatitischen multilobaten Sutur als aberrante Form in diese Gruppe (Taf. XXXVI, 2). Die einfach berippten Celtiten (Taf. XXXVI, 11) liefern zwei wertvolle Leitgattungen: *Tirolites*-Rippen mit Randknoten *(Tirolites cassianus* — Scyth, Taf. XXXVI, 16) und *Dinarites* (Scyth—Ladin) mit Radialfalten, die am Nabel am stärksten sind (Taf. XXXVI, 13). Im Gegensatz zur unberippten Reihe bleibt hier der Querschnitt niedrig und der Nabel weit. In Asien ist die Gattung *Sibirites* mit Ringrippen hier anzuschließen (Taf. XXXVI, 15).

Die ceratitische Lobenlinie bleibt auch für einen Teil der folgenden anisisch-ladinischen Gemeinschaft kennzeichnend, bei der die Gattung *Ceratites* wohl die wichtigste ist.

Die typischen älteren Ceratiten der mediterranen Trias sind mäßig involute, außen gerundete oder mit schwachem Kiel versehene Formen, welche, wie der anisische *Ceratites trinodosus*, bis zu drei Knotenreihen auf den Rippen besitzen; dabei ist die Zahl der Außenknoten doppelt so groß wie die der Seiten- und Nabelknoten, da die Rippen sich auf der Seite gabeln (Taf. XXXVII, 3). Diese Gabelung ist auch bei den älteren Formen des deutschen Muschelkalkes (*Ceratites antecedens*, tiefer Oberer Muschelkalk, *Ceratites atavus*, *primitivus*, *pulcher*, mittlerer Oberer Muschelkalk) noch erkennbar. Dagegen sind die späteren Ceratiten des deutschen Muschelkalkes nach WEDEKIND „Abbauformen", bei denen eine sekundäre Einfachrippigkeit eintritt (*Ceratites robustus*, *raricostatus*, *münsteri*, *compressus*, *similis*, *nodosus* — die häufigste Leitform — Taf. XXXVII, 6, *spinosus*). Diese Formen, welche sich durch Gestalt der Rippen und Knoten unterscheiden, bilden anscheinend eine Reihe, die schließlich zu hohen, engnabeligen und glatten Formen (*Ceratites dorsoplanus* und der extrem scharfrückige *Ceratites semipartitus*, Taf. XXXVII, 7) führt; sie sind auf die germanische Fazies beschränkt. Die älteren Ceratiten werden im alpinen und germanischen Bereich von *Balatonites* begleitet, welcher Schaltrippen (zwischen den langen je eine kurze Rippe) und einen oft gekerbten Kiel besitzt (Taf. XXXVII, 4). Daneben ist im alpinen Anis noch *Acrochordiceras* zu nennen, mit am Nabel gespaltenen Rippen (Taf. XXXVII, 2). Vielleicht ist der ladinisch-karnische *Arpadites* mit zwei Kielen und Furche auf der Außenseite und einfachen, geknoteten Rippen hier anzuschließen (Taf. XXXVII, 14).

Während der Ceratitenzweig kompliziertere Rippen entwickelt, aber eine einfache Lobenlinie beibehält (d. h. die Sättel noch nicht zerschlitzt), zeigen die im Anis und Ladin häufigen *Ptychites* (Taf. XXXVII, 5) ein umgekehrtes Verhalten. Diese enggenabelten, mäßig hochmündigen Formen mit glatter oder nur unscharf radial gefalteter Schale haben eine total mikrophyll gezackte und sogar zum Teil gezähnelte Lobenlinie. Nach WEDEKIND stammt *Ptychites* und die ähnliche, spiral gestreifte *Sturia* von den Meekoceraten ab. Anzuschließen wäre der glatte *Gymnites* (Taf. XXXVII, 9) mit ähnlich reich zerschlitzter Lobenlinie, aber mit weiterem Nabel und niedrigen Umgängen (anisisch-karnisch). Als späteren (karnisch-norischen) Abkömmling der Ptychiten kann man vielleicht das glatte, scheibenförmige *Pinacoceras* ansehen, dessen Lobenlinie an Zahl von stark zerschlitzten Elementen auch später nicht übertroffen wird (Taf. XXXVIII, 5).

Im Anis und Ladin erscheinen auch schon die ersten T r a c h y c e r a t e n , die sich dann zu echten Spaltrippern (mit mehrfacher Rippengabelung) entwickeln.

Protrachyceras (*Protrachyceras archelaus* — Buchensteiner Schichten) zeigt die mehrfache Gabelung nur teilweise und hat oft eine nur basal zerschlitzte Lobenlinie. Bezeichnend ist schon die Auflösung der Rippen in Knotenreihen und die Hohlfurche auf der Außenseite (Taf. XXXVII, 10). Das spätere *Trachyceras* (*Trachyceras aon* — St. Cassian, *Trachyceras aonoides* — Raibler Schichten) hat mehrfach auch am Außenrande gespaltene und geknotete Rippen und eine total gezackte, basal gezähnelte Lobenlinie (Taf. XXXVII, 11). Der oberkarnische *Tropites* (*Tropites subbullatus* — Raibler Schichten) zeigt eine abweichende Gestalt: die enggenabelte, niedrigmündige und geblähte Schale besitzt einen Außenkiel; die mehrfach gegabelten, etwas geschwungenen Rippen haben höchstens Nabelknoten (Taf. XXXVIII, 1)

Das letzte Stadium stellen die H a l o r i t e n (Taf. XXXVIII, 7) dar, eng- oder ungenabelte Schalen mit Windungen, die sich ganz umhüllen; die typischen Spaltrippen sind glatt (*Juvavites*) oder perlschnurartig gegliedert (*Halorites*) und setzen über die Außenseite hinweg. Die Lobenlinie ist total gezackt, die Lobengründe sind triaenidisch und gezähnelt. Die Gruppe ist in der norischen Stufe leitend.

Nach WEDEKIND wiederholt sich diese Entwicklung der Ammoniten, insbesondere die Reihe: glatt—einfach—gabelig—gespalten im Jura. Im einzelnen kann man *Ophiceras* mit dem

tiefliasischen *Psiloceras* vergleichen, die Reihe der Meekoceraten mit zugespitzter Außenseite in *Oxynoticeras* (Lias β) wiederfinden. *Tirolites* und *Dinarites* erinnern an die Aegoceraten (Mittellias), *Hungarites, Balatonites, Ceratites* an die Harpoceren (Oberlias). Die Trachyceraten können mit *Cosmoceras, Tropites* und *Halorites* mit *Stephanoceras* und *Macrocephalites* des Dogger verglichen werden. Auch die persistierenden einfachen Formen wie *Ptychites* und *Arcestes* haben im Jura Analoga *(Phylloceras, Lytoceras)*. Die Abbauformen der Kreide sind dagegen im Nor und Rhät angedeutet (Taf. XXXVIII, 8 und 9).

Gliederfüßler. Von Insekten ist in der Trias wenig bekannt. Dagegen sind die Kruster gelegentlich bedeutsam. So sind Ostracoden in der Lettenkohle häufig *(Bairdia* – birnenförmig [Taf. XXXVIII, 13], *Cythere* – vierseitig). Von Phyllopoden ist die konzentrisch gestreifte *Estheria* wichtig *(Estheria albertii* Buntsandstein, *Estheria minuta* Lettenkohle, Taf. XXXVIII, 10).

Trilobiten sind ausgestorben; die verwandten Chelicerata (Merostomata, Gigantostraken des Paläozoikums) sind jetzt durch die Xiphosura *Limulus* und *Halicyne* (Taf. XXXVIII, 11) vertreten. Von Dekapoden sind Penaeiden im Muschelkalk bekannt, außerdem daselbst die dem Flußkrebs ähnlichen *Lithogaster* (scherenlos) und *Pemphix* mit 3 kleinen Scheren an den 3 ersten Pereiopoden (Taf. XXXVIII, 12). Brachyuren sind bisher nicht sicher nachgewiesen.

Die **Stachelhäuter** haben in der Trias stratigraphische Bedeutung, insbesondere die Haarsterne (Crinoiden), welche ein neues Gepräge besitzen. Die paläozoischen Familien sind ausgestorben und es herrscht nun die Gruppe der Articulaten, die auch später vorwiegt. Kennzeichnend ist die biegsame Kelchdecke und der regelmäßig fünfstrahlige Kelch ohne Analia.

Die wichtigste Gattung ist *Encrinus* mit verdeckten Infrabasalia, kleinen Basalia, großen quergeteilten Radialia, auf denen zwei Reihen Armglieder sitzen; die höheren sind zweigeteilt und tragen insgesamt 10 oder 20 Arme, die mit Pinnulae versehen sind (Taf. XXXVIII, 14). *Encrinus liliiformis* ist die Leitform des tieferen Oberen Muschelkalkes; die peripherisch radial gekerbten Stielglieder treten bankweise gesteinsbildend auf (Trochitenkalk). *Encrinus carnalli* aus dem Unteren Muschelkalk hat 20 freie Arme. Der verwandte *Dadocrinus (gracilis* – anisisch) ist kleiner und hat längere einzeilige Arme und tonnenförmige Stielglieder (Taf. XXXVIII, 15). Erwähnt sei noch *Holocrinus (Entrochus)*, dessen Stielglieder gelegentlich fünfkantig und fünfstrahlig sind und damit vielleicht zu den späteren Pentacriniden überleiten.

Asteroideen (Seesterne mit undeutlich abgesetzten Armen) und Ophiuroideen (Schlangensterne mit langen, schmalen, scharf von der Zentralscheibe abgesetzten Armen) sind in der Trias nicht selten.

Die Seeigel sind durch reguläre Formen (20 Plattenreihen, Mund und After zentral) mit Gebiß vertreten, unter denen die holostome (runde Mundöffnung) *Cidaris* mit warzenbedeckten Interambulakralplatten und großen Stacheln vorherrscht.

Die Wirbeltiere

Bei den **Fischen** sind die Elasmobranchier (Knorpelfische mit Kiemenplatten und offenen Kiemenspalten) noch immer am häufigsten, doch treten nun echte Selachier (Haie und Rochen) stärker hervor. *Acrodus* (Taf. XXXVIII, 19) hat primitivere, nied-

rige, nach beiden Seiten verjüngte Zähne mit Querkante und Mittelhöcker, von dem kräftige Runzeln ausgehen (Bergzähne). Stärker differenziert sind die hohen, scharfen, meist mehrspitzigen Raubzähne von *Hybodus* (Muschelkalk-Rhät, Taf. XXXVIII, 20). Häufig finden sich auch Flossenstacheln.

Die Dipnoer (Lungenfische) treten in der germanischen Trias häufiger auf und sind, wie im Old red, vorwiegend an die aride Sandsteinfazies gebunden. *Ceratodus* ist der rezenten, australischen Form sehr ähnlich (Taf. XXXVIII, 18). Gegenüber den paläozoischen Vorläufern besteht ein Unterschied darin, daß die aus einzelnen Zähnen zusammengesetzten Reibplatten im Gaumen und Unterkiefer zu je einem „Zahn" verschmolzen sind, der mehrere, strahlig auseinandergehende scharfe Kämme besitzt.

Von den übrigen Teleostomen (d. h. mit terminaler Mundöffnung versehenen) Fischen sind die Crossopterygier (Quastenflosser) selten (Coelacanthiden), während die Actinopterygier (Strahlenflosser) sich nun stärker entfalten. Nach früherer Terminologie gehören die meisten Triasfische zu den heterozerken (Wirbelsäule nach dem oberen Schwanzflossen-Lappen abgebogen) Ganoiden (mit quadratischen Schmelzschuppen). Da jedoch der Übergang zu Hornschuppern und die systematisch ebenfalls wichtige Verknöcherung des Innenskeletts in verschiedenen Stämmen stattfindet, wird heute eine Einteilung in Chondrostei (Skelett knorpelig, heterozerk, Schmelzschuppen), Holostei (Wirbel ganz oder teilweise verknöchert, schwach heterozerk, Schmelzschuppen) und Teleostei (Skelett verknöchert, Schuppen dachziegelförmig, ohne Schmelzschicht, Schwanzflosse homozerk) vorgezogen.

Bei den *Chondrostei* liefern die im Perm häufigen Palaeonisciden die schlanken *Pygopterus* (Buntsandstein) und *Gyrolepis* (Muschelkalk-Lettenkohle). In die Nähe gehört auch *Saurichthys* mit stark verlängerter Schnauze und spitzkonischen Zähnen (Taf. XXXVIII, 16).

Die *Holostei* liefern die Mehrzahl der triadischen Teleostomen. Zu erwähnen ist der im Keuper häufige *Semionotus* (Taf. XXXVIII, 17) mit gekielten Schuppen am Rücken und griffelförmigen Zähnen, *Colobodus* (Muschelkalk) mit Pflasterzähnen und *Pholidopterus* (Rhät) mit Vollwirbeln, kleinen Zähnchen und dünnen Schmelzschuppen. Dazu gehören auch die hier schon auftretenden Flugfische.

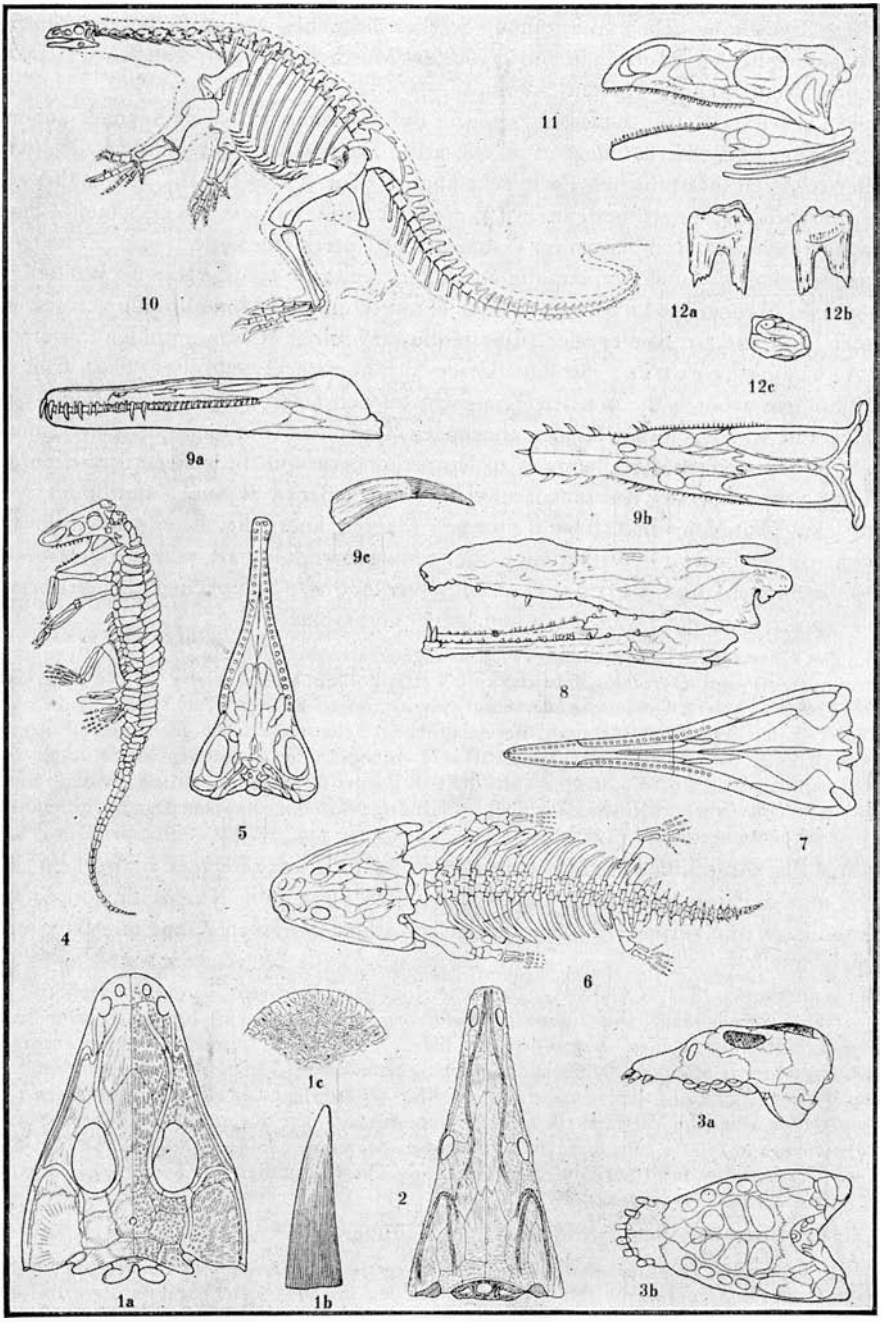
Unter den **Amphibien** herrschen in der Trias noch die Stegocephalen, bei denen nun die stereospondylen Labyrinthodonten vorwalten. Kennzeichnend ist der mehrteilige Wirbelkörper und der Bau der konischen, gerippten Zähne mit verfalteten Schmelzlamellen.

Mastodonsaurus (Taf. XXXIX, 1), der schon im Buntsandstein häufig ist, erreicht im Keuper eine Schädellänge von 1,2 m. *Trematosaurus* (Buntsandstein) hat einen schmäleren hohen Schädel mit kleinen Augenlöchern (Taf. XXXIX, 2); *Capitosaurus* (Buntsandstein) und *Cyclotosaurus* (Keuper) haben einen vorne gerundeten Schädel. Abnorm gestaltet, mit einem breiten, halbmondförmigen Schädel (breiter als lang) und großen Augenlöchern sind *Plagiosternum* aus dem Muschelkalk und *Plagiosaurus* aus dem Keuper. Im Keuper ist noch *Metoposaurus* mit relativ zum Körper enormem Schädel zu nennen (Taf. XXXIX, 6). Ihm ähnlich ist *Buettneria* in der amerikanischen Obertrias. Die Endstadien der Stegocephalen kommen im Rhät vor *(Gerrothorax)*.

Die **Reptilien** befinden sich in reicher Entfaltung.

Einige permische Theromorphen sind noch vertreten, besonders in Südafrika, wo eine gewisse Kontinuität der Entwicklung besteht. Zu den Cotylosauriern (s. Perm, S. 320) wird die schottische *Elginia* mit hornartigen Fortsätzen am Hinterhaupt und der eidechsenähnliche *Sclerosaurus* aus dem Buntsandstein gestellt. Die Schildkröten wurzeln in der Unter-

Tafel XXXIX, Trias



Erklärung nebenstehend

klasse der Anapsiden und haben in der Trias einen primitiven Vorläufer mit bezahntem Kiefer — *Triassochelys*, Keuper. Von den Synapsiden (s. Perm, S. 320) sind die Theriodonten mit säugetierartig differenziertem Gebiß in Südafrika noch häufig *(Cynognathus)*. Daselbst und in Schottland treten auch noch Anomodontia mit reduziertem Gebiß auf *(Dicynodon, Oudenodon)*.

In der Trias entfalten sich auch die marinen Ichthyosaurier mit schlankem, torpedoartigem Körper, Rücken- und Schwanzflosse, spitzem Schädel und kurzem gedrungenem Hals. *Mixosaurus* und *Shastasaurus* (Muschelkalk) zeigen schon die für die späteren Formen kennzeichnende Abknickung der Wirbelsäule in den unteren Teil der Schwanzflosse und erreichen 1 m Länge (Taf. XXXIX, 7).

Die andere Gruppe mariner Reptilien, die der Sauropterygia, ist für die Trias wichtiger. Unterscheidend sind der lange Hals, der kurze Schwanz und der kleinere, stumpfe Schädel. Die Formen waren schlechtere Schwimmer (Paddler). Der wichtigste triadische Vertreter, *Nothosaurus*, besaß noch an das Landleben angepaßte Extremitäten; der Schädel war lang und schmal mit großen Schläfendurchbrüchen und spitzkonischen, gerieften Zähnen (Taf. XXXIX, 9). Der sehr lange Hals hatte 22 Wirbel. Die amphibisch lebende Form erreichte 3 m Länge *(Nothosaurus mirabilis*, Muschelkalk). Stark abweichend ist der im Muschelkalk häufige *Placodus;* der gedrungene Schädel ist durch die flachen breiten Pflasterzähne, die zum Zerknacken von Schalentieren dienten, gekennzeichnet, an die sich vorne sechs scharfe Schneidezähne anschließen (Taf. XXXIX, 3).

Die *Rhynchocephalen* waren vermutlich Küstenbewohner mit amphibischer Lebensweise. Der eidechsenartige Körper trug einen kurzen, oft mit spitzen Zähnchen besetzten Schädel. Die triadischen Vertreter *(Rhynchosaurus)* hatten einen schnabelartigen Fortsatz und ein Schuppenkleid.

Die höhere Gruppe der Reptilien, die der Archosauria (Diapsida) mit zwei Schläfendurchbrüchen und einem Präorbitalfenster, ist in der Trias schon stark entfaltet. Charakteristisch ist dabei die fortschreitende Zerlegung des ursprünglich massiven Schädeldaches, welches schließlich nur aus Brücken besteht. Man unterscheidet Gruppen mit verschiedenartiger Anpassung.

Die *Thecodontia* waren krokodilähnliche Echsen mit Hautpanzer, aber mit teilweise aufrechtem Gang; die Unterordnung der *Parasuchia* ist durch den sehr langen Schädel *(Meso-*

Tafel XXXIX (S. 388): Triadische Amphibien und Reptilien

1. a *Mastodonsaurus giganteus*, Schädel von oben, etwa $^1/_{22}$ natürlicher Größe. Buntsandstein; b und c desgleichen Zahn und Zahnquerschnitt; 2. *Trematosaurus brauni*, Schädel von oben, etwa $^1/_7$ natürlicher Größe, Buntsandstein; 3. a und b *Placodus gigas*, Schädel von der Seite und Unterkiefer, etwa $^1/_8$ natürlicher Größe, Unterer Muschelkalk; 4. *Aetosaurus ferratus*, etwa $^1/_{10}$ natürlicher Größe, Keuper; 5. *Mesorhinus fraasi*, Schädel und Oberkiefer von unten, etwa $^1/_{11}$ natürlicher Größe, Buntsandstein; 6. *Metoposaurus diagnosticus*, etwa $^1/_{18}$ natürlicher Größe, Keuper; 7. *Mixosaurus atavus*, Schädel und Oberkiefer von unten, etwa $^1/_5$ natürlicher Größe, Unterer Muschelkalk; 8. *Phytosaurus kapffi*, Schädel von der Seite, etwa $^1/_{13}$ natürlicher Größe, Keuper; 9. a und b *Nothosaurus mirabilis*, Schädel von der Seite und Oberkiefer von unten, etwa $^1/_8$ natürlicher Größe, Unterer Muschelkalk; 9. c desgleichen Zahn; 10. *Plateosaurus*, Rekonstruktion nach JAEKEL, etwa $^1/_{45}$ natürlicher Größe, Oberer Keuper; 11. *Plateosaurus longiceps*, Schädel etwa $^1/_{13}$ natürlicher Größe, Oberer Keuper; 12. a bis c *Microlestes*, Zähne, Rhät. Im wesentlichen nach M. SCHMIDT, 1928.

rhinus-Buntsandstein, Taf. XXXIX, 5) gekennzeichnet, der bei der Keuperform *Phytosaurus (Belodon)* in einem löffelartigen Fortsatz endet; der Schädel von *Mystriosuchus* (Keuper) wird 1 m lang. Die Unterordnung der *Pseudosuchia* enthält Formen mit kürzerem Schädel und langem Schwanz. Berühmt ist der kleine *Aetosaurus* (Taf. XXXIX, 4) aus dem Stubensandstein, von dem sich auf einer Platte einst 25 vollständige Exemplare von 80 cm Länge gefunden haben (Stuttgart). Zu den Pseudosuchiern stellt man heute die Fährten des unbekannten Fährtentieres *(Chirotherium)*, welche in einem Horizont des Buntsandsteins häufig sind. Da bei diesen Formen die hinteren Fährten größer und tiefer sind als die vorderen, so muß das Hauptgewicht des Körpers auf den Hinterbeinen und vielleicht auf dem Schwanz (von dem auch Abdrücke vorliegen) geruht haben (Abb. 129).

Die *Dinosaurier*, welche wohl als Nachkommen der *Thecodontia* zu betrachten sind und zum zweibeinigen Schreiten übergehen (welches bei den späteren mesozoischen Formen zum Teil wieder zu vierbeinigem wechselt), zeigen meist eine Reduktion der Zehenzahl; insbesondere am Hinterbein geht die fünfte und zum Teil die erste Zehe verloren. Diese Gruppe steigert sich zu gewaltiger Größe und spaltet sich in glatte, bewegliche Formen mit stark differenziertem Gebiß und in massive, gepanzerte Typen. Man kann zwei Unterordnungen unterscheiden: die *Saurischia* mit vollständig bezahntem Kiefer und die *Ornithischia* ohne Vorderzähne, oft mit hornigem Schnabel. In der Trias sind vor allem die ersten und von diesen wiederum die *Theropoden* mit vorwiegend aufrechtem Gang vertreten, welche später die gewaltigen Raubsaurier liefern. *Plateosaurus* (Keuper von Halberstadt und Trossingen) wurde bis 3 m hoch und besaß ein kräftiges Gebiß; der Körperbau war noch verhältnismäßig plump und die Vorderextremitäten recht kräftig. Der kurze Schädel saß auf einem langen, kräftigen Hals; der lange Schwanz diente als Körperstütze. Die vorne fünfzehigen, hinten vierzehigen Extremitäten hatten kräftige Krallen (Taf. XXXIX, 10 und 11).

Von großer Bedeutung ist, daß in der obersten Trias zum ersten Male die **Säuger** erscheinen. Im Rhät von Holwell (Sommerset), in South Glamorgan und in Hallau (Kanton Schaffhausen) sind winzige dreispitzige, zweiwurzelige Unterkieferzähne gefunden *(Eozostrodon, Morganucodon)*, welche den Triconodonta, unzweifelhaften Säugern angehören. Sie werden als *Protodonta* bezeichnet.

Dagegen werden die Zähne mit mehreren Höckerreihen und Schädelreste mit differenziertem säugerartigem Gebiß — *Tritylodon, Oligokyphus (Triglyphus, Mucrotherium)* ferner *Microcleptes* (= *Microlestes*, Taf. XXXIX, 12) und *Karromys* aus Südafrika, Europa, China — wegen der Zusammensetzung des Kiefers aus reptilischen Knochenelementen (statt aus einem Stück, dem Dentale) jetzt als säugerähnlichste Reptilien aufgefaßt. Aus solchen Therapsiden der Mitteltrias des Karrubeckens (Therocephalia, Gorgonopsia, Anomodontia und Cynodontia) sollen nach OLSON die Säuger polyphyletisch entstanden sein, ohne indessen in der Trias die Schwelle zum Säuger zu überschreiten.

2. Regionale Verteilung der Trias

A. Das germanische Triasbecken

Die namengebende dreigliederige Folge des deutschen Binnenbeckens soll zuerst besprochen werden, obwohl sie einen Sonderfall ohne allgemeine Gültigkeit darstellt.

Der Sedimentationsbereich dieses Beckens ist zuerst von dem des Zechsteins wenig verschieden, erweitert sich aber dann vor allem nach Süden auf Kosten des „Vindelizischen Rückens", welcher, im Raume der variscischen Zentralzone zwischen Böhmen und

dem französischen Zentralplateau gelegen, das germanische Becken vom Weltmeer der Tethys trennte. Dieser Rücken, der wohl nach Korsika fortsetzte, wurde nur episodisch durchbrochen (Abb. 128).

Da eine biologische Zonenfolge in diesen Sedimenten des Landes und flachsten Meeres fehlt, beruht die Gliederung auf dem durch Klimaänderungen und Schwankungen des Meeresspiegels bedingten Gesteinswechsel. Das Profil ist trotzdem überall sehr ähnlich.[1]) Die drei Abteilungen seien von unten nach oben besprochen.

Der **Buntsandstein** bildet gleichsam eine enorme, nach unten konvexe Linse, da er in Mitteldeutschland 1000 m Mächtigkeit erreicht, von hier aber zentrifugal auskeilt. Da die Oberfläche, wie man aus der Fazies entnehmen kann, stets in der Nähe des Meeresspiegels lag, stellt er eine Beckenfüllung bei fortschreitender Senkung dar.

Der Untere Buntsandstein zeigt in Mittel- und Norddeutschland eine Zweigliederung in dunkelrote, schlecht geschichtete Bröckelschiefer (in Hessen durch festeren Bausandstein ersetzt) unten und karbonathaltige Sandsteine oben. Der Karbonatgehalt steigert sich im Norden bis zur Bildung von Kalksandsteinen und Rogensteinen, d. h. kalkig-dolomitischen Oolith-Bänken. In Süddeutschland liegen über den Bröckelschiefern lockere, fleckige (Mangan, Eisen) Sandsteine, aus denen die Karbonate ausgelaugt sind (Tigersandstein). Sie enthalten oft Tongallen, d. h. plattgedrückte Brocken zerstörter Tonlagen; auch Wellenfurchen, Trockenrisse und Regentropfeneindrücke sind häufig. Von Tierresten treten nur Estherien bankweise auf. Die Landschaft war eine flache Niederung, in die gelegentlich Salzwasser (? von Norden) eindrang und in Tümpeln und Seen karbonatische Sedimente absetzte; meist aber lag sie trocken und wurde vom Feinschutt angrenzender Höhen aufgefüllt. Die Mächtigkeit erreicht im Inneren 250 m, der Beckenrand lag im Westen am Ostsaum des Rheinischen Schiefergebirges, im Süden an einer Linie Nordschwarzwald–Oberer Main.

Der Mittlere Buntsandstein hat eine durchschnittliche Mächtigkeit von 150 bis 400 m (in Nordhannover bis 600 m). Die Verbreitung ist wesentlich größer, da der Ostteil des Rheinischen Schiefergebirges bis zur Linie Trier–Aachen absinkt und auch im Süden die Beckengrenze bis über die Linie Basel–Konstanz vorrückt. Kennzeichnend sind ein Zurücktreten der Tone und der Karbonate und ein meist aus Kaolin oder Kieselsäure bestehendes Bindemittel der heller gefärbten Sandsteine. Zwischen Nord- und Süddeutschland bestehen Unterschiede.

Im Norden liegen unten grobbankige, weiche, mittel- bis grobkörnige Bausandsteine, die gelegentlich marine Lagen *(Gervilleia, Myophoria, Pleuromya, Estheria)* enthalten. Oben herrschen feste, kieselige Sandsteine ohne marine Zwischenlagen, gelegentlich mit Pflanzen, Reptilienresten und Fischen. Im Hangenden folgt der „Chirotheriensandstein" mit (besonders in Thüringen) häufigen Fährten von *Chirotherium barthi* (Abb. 129). Hier sind auch die eigenartigen „Hühnerfährten" beheimatet, die nach SOERGEL als Röhren von Grabwürmern zu deuten sind *(Arenicoloides)*. In Tonlinsen (Tümpelabsätzen) treten Apodiden auf. Auch Insektenreste und Landpflanzen *(Pleuromeia)* sind bekannt. Zahlreiche Fährten von Protorosauriden, Schildkröten, Cotylosauriern, Pseudosuchiern und anderen beschrieb neuerdings

[1]) Viel erörtert wurde in den letzten Jahren die Frage, ob der Fazieswechsel im deutschen Triasbecken überall gleichzeitig einsetzte. VOLLRATH, FRANK und KLEINSORGE vertreten die Ansicht, daß petrographische Faziesgrenzen und zeitliche Zonengrenzen sich sehr oft überschneiden.

RÜHLE v. LILIENSTERN aus dem Mittleren Buntsandstein von Hildburghausen. Man darf vielleicht daraus schließen, daß zu Ende dieser Zeit das Klima feuchter wurde. Sehr bezeichnend ist eine Bank mit Karneol und Dolomitknollen. Während hier also der Mittlere Buntsandstein den Charakter einer gelegentlich überfluteten Niederung unter aridem Klima trägt, liegen die Verhältnisse in Südwestdeutschland anders. Hier lassen sich zwei Konglomerathorizonte unterscheiden (ECKsches Konglomerat unten, Hauptkonglomerat oben), zwischen denen der grobkörnige und dickbankige Hauptbuntsandstein lagert, der als Baustein geschätzt ist. Die Gerölle bestehen vorwiegend aus hartem Quarzit und Kieselschiefer. Häufig ist im Sandstein Kreuzschichtung als Dokument fließenden Wassers. Diese Folge ist vermut-

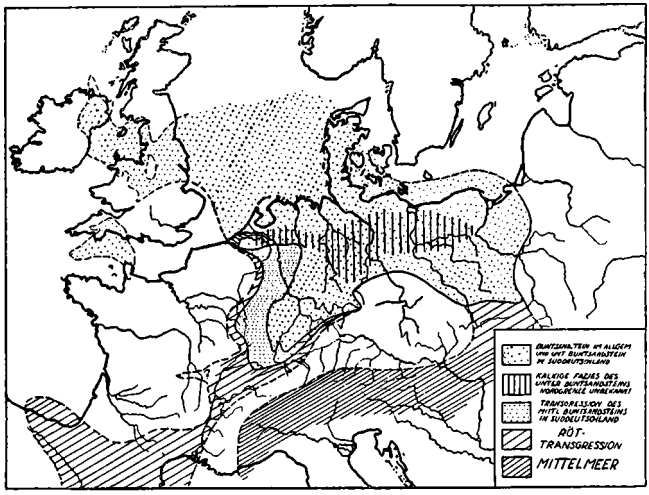


Abb. 128. Das Buntsandsteinbecken Mitteleuropas.

lich durch mächtige Ströme abgelagert, die nach Norden flossen. Das ergibt sich auch daraus, daß nach Norden (Odenwald) die Korngröße und die Geröllgröße abnimmt, die Mächtigkeit aber zunimmt. Über dem Hauptkonglomerat liegen die bunten „Zwischenschichten" mit Karneol und Dolomitknollen, welche dem Chirotheriensandstein entsprechen, aber hier meist dem Oberen Buntsandstein zugerechnet werden (Abb. 130).

Der Obere Buntsandstein oder der Röt (maximal 150 m) zeichnet sich durch die beginnende marine Überflutung aus. Diese erfolgte etappenweise, so daß marine kalkig-dolomitische Schichten vielfach mit terrestrischen Sandsteinen und Tonen und mit Salzlagern (Gips und Steinsalz) abwechseln.

Ausgesprochen marin, und zwar dolomitisch-kalkig, ist der mächtige Röt an der oberen Oder, wo *Beneckeia tenuis, Terebratula vulgaris, Myophoria costata, Myophoria vulgaris, Gervilleia costata, Hoernesia socialis* und Gastropoden auftreten. Von hier, wo über die Karpathen eine Verbindung mit der Tethys bestand, griff das Meer nach Westen vor; dort setzt die marine Folge später ein. In Süddeutschland wird der Hauptteil des Röt noch von roten Plattensandsteinen mit *Voltzia heterophylla*, Krebsen, Fischen und *Mastodonsaurus* gebildet. Der Sedimentationsraum erweitert sich südwärts bis zum Ostrande des Zentralplateaus; die marine Fazies setzt aber erst im Oberröt ein.

Im Norden gehörte noch ein großer Teil Mittelenglands zum Sedimentationsraum des Buntsandsteins, der sich hier aber nach oben und unten schwer abgrenzen läßt. Die Beckenachse mag in der Nordsee gelegen haben und hatte vielleicht eine Fortsetzung im Skandik (Abb. 128).



Abb. 129. Fährtenplatte mit *Chirotherium*-Fußabdrücken und Netzleisten (Schlammausfüllung von Trockenrissen). Mittelbuntsandstein, Thüringen. Geologisches Institut Greifswald.

Der Buntsandstein ist oft als Wüstenbildung bezeichnet worden. Die Merkmale eines vorwiegend ariden Klimas und einer abflußlosen Senke treffen im allgemeinen zu. Es ist aber zu betonen, daß marine Einflüsse einerseits, Spuren fluviatiler Tätigkeit andererseits mehrfach zu beobachten sind und daß eine gelegentliche Besiedelung durch Tier und Pflanze erwiesen ist. Im oberen Röt war das Klima allgemein feuchter.

Der **Muschelkalk** ist eine Flachwasserbildung, welche an den Ufersäumen (Franken, Lothringen) in fossilführende Muschelsandsteine oder fossilarme bunte Folgen vom Typus des Buntsandsteins übergeht. Das Beckeninnere zeigt eine Dreigliederung in zwei marine Phasen mit zwischenliegender Eindampfungszeit.

Der Untere Muschelkalk beginnt mit Dolomiten; höher folgen dünnplattige graublaue fossilarme Kalke, welche oft gewellte Schichtflächen zeigen und daher als Wellenkalk bekannt sind. Oben schalten sich dickere Bänke eines oolithischen Kalkes ein, in dem die Oolide oft ausgelaugt sind, so daß ein poröser, als Werkstein geschätzter Kalk vorliegt, der Schaumkalk. Der oberste Teil der „Schaumkalkregion" ist oft dünnbankig und mergelig und führt massenhaft *Myophoria orbicularis*. Die unteren Teile sind extreme Flachwasserbildungen: Konglomeratbänke und kleine Erosionsdiskordanzen deuten auf gelegentliche Trockenlegung, Kreuzschichtung, Wellenfurchen und Ansammlungen zerbrochener Muscheln (Bruchschill) auf stärkere Wasserbewegung. Auch das Auftreten von Landwirbeltieren, amphibischen Formen *(Nothosaurus, Placodus)* und von eingeschwemmten Pflanzen bezeugt die Flachwasserfazies. Das Normalprofil, 115 bis 170 m mächtig, kann so dargestellt werden:

Oberer Unterer Muschelkalk

Orbicularis-Mergel, zum Teil dolomitisch mit *Myophoria orbicularis*.
Schaumkalkzone *δ. Ptychites dux*.
Wellenkalk mit Schaumkalkbänken. Oben *Myophoria vulgaris*, in der Mitte Bank mit *Spiriferina fragilis, Spiriferina hirsuta* und *Entrochus dubius*.

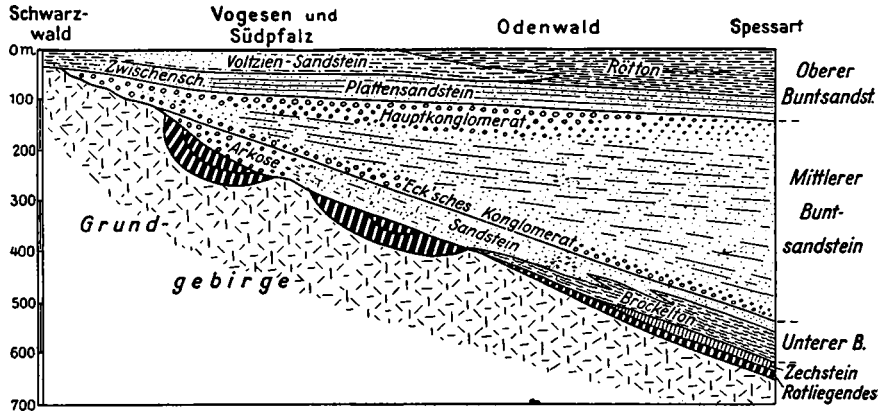


Abb. 130. Schematisches, stark überhöhtes Profil durch den süddeutschen Buntsandstein; zeigt das Auskeilen nach Süden und den Fazieswechsel. Nach G. WAGNER.

Schaumkalkzone γ mit Bänken von *Terebratula vulgaris.*

Außer den genannten Fossilien sind wichtig: *Myophoria elegans, Gervilleia goldfussi, Monotis albertii, Pecten discites, Lima striata, Lima lineata, Macrodon beyrichi, Balatonites, Encrinus carnalli.*

Unterer Unterer Muschelkalk

Wellenkalk mit Konglomeratbänkchen. *Spiriferina fragilis, Ceratites antecedens.*

Oolithbänke α und β. *Terebratula ecki, Beneckeia buchi, Hungarites strombecki, Holocrinus wagneri.*

Wellenkalk mit Konglomerat-, Bruchschill- und Trochitenbänken. *Myophoria laevigata, Dentalium torquatum, Dadocrinus gracilis,* Ophiuren und — selten — *Beneckeia tenuis.*

Myophorienschichten. *Myophoria ovata, laevigata, cardissoides.* In Süddeutschland zum Röt gerechnet.

Zwischen der oberen Oder in dem Jurazug Krakov—Wjelun zeigt das etwas abweichende Profil Anklänge an die Tethys. Das äußert sich besonders in der Häufigkeit anisischer Formen, wie *Dadocrinus gracilis, Montlivaultia triasina, Rhynchonella decurtata, Spiriferina fragilis, Spiriferina mentzeli, Tetractinella (Spirigera) trigonella, Hungarites, Balatonites* und zahlreicher Schnecken. Der unteren Abteilung entsprechen die Chorzower Schichten mit Pflanzen und Sauriern. Die Schaumkalkregion wird im Westen geteilt in Gorazder Schichten (konglomeratisch), Terebratel- und Encrinitenschichten (Hauptlager der alpinen Brachiopoden), Karchowitzer Schichten und Himmelwitzer Diploporen-Dolomit (mit *Myophoria orbicularis*). Im Osten ist die gesamte obere Folge dolomitisch, wobei die drei tieferen Abteilungen den erzführenden Dolomit mit Blei-Zink-Erzen bilden.

Am Rande der Böhmischen Masse (Franken) wird der Muschelkalk durch Uferbildungen ersetzt. Von Thüringen geht die Folge nach Südosten zuerst in tonige und dolomitische, dann in sandige Schichten über und bei Kemnath vertreten wenig mächtige Sandsteine mit gelegentlichem Kalkgehalt den ganzen Muschelkalk (Abb. 131).

Auch in Schwaben und am Schwarzwald zeigt sich eine Reduktion der Mächtigkeit und eine Zunahme der Dolomitisierung gegen Süden. In Lothringen erkennt man die Annäherung an die Küste des Ardennenlandes dadurch, daß die Folge westwärts in dolomitische Mergel mit noch erkennbaren Leitbänken, dann in den braunvioletten

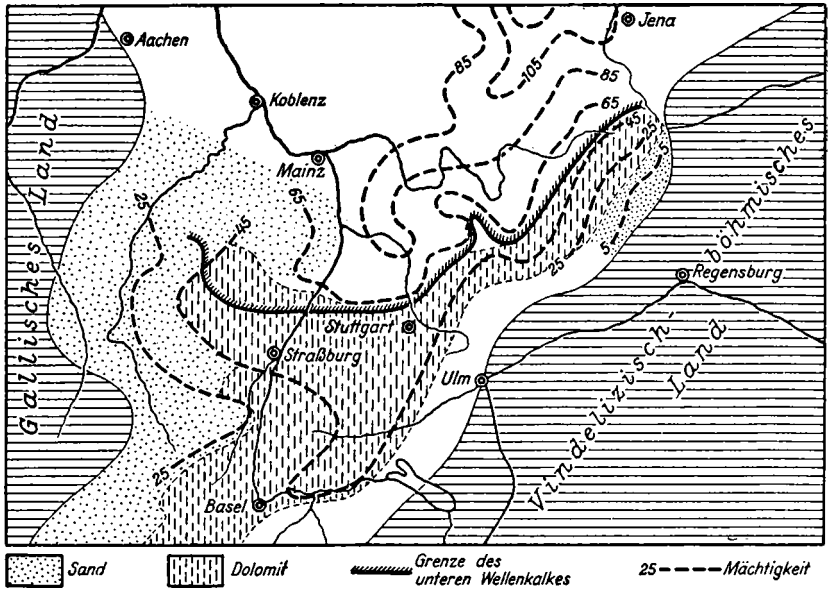


Abb. 131. Fazieskärtchen des Unteren Muschelkalkes in Südwestdeutschland. Nach P. VOLLRATH.

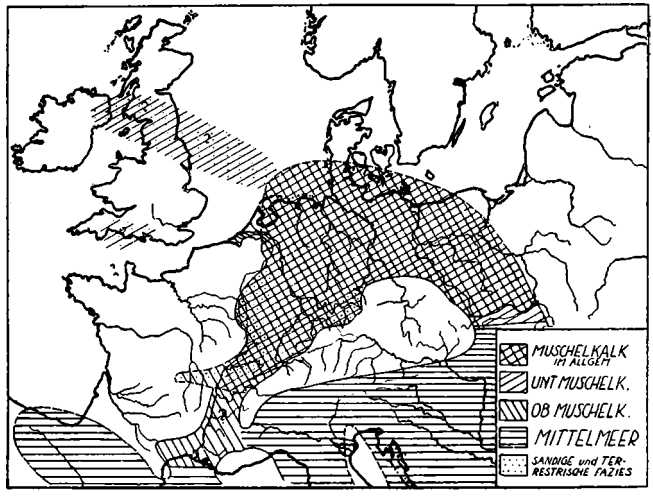


Abb. 132. Das Muschelkalkmeer in Mitteleuropa.

Muschelsandstein mit Fossilien und Karbonatgehalt übergeht. Diese Ausbildung ist auch am Nordrande der Eifel und in Holland bekannt.

Der Mittlere Muschelkalk entspricht einer Abriegelung des Beckens, die, wie im Zechstein, zur Verdampfung und chemischen Sedimentation führte. Die Folge

besteht daher vorwiegend aus Dolomit, dolomitischen Mergeln und Anhydritlagern, welche die Bezeichnung Anhydritgruppe veranlaßt haben. In einer SSW–NNO verlaufenden Zone Oberrhein–Oberer Neckar–Thüringen treten auch Steinsalzlager auf. Kennzeichnend sind dunkle Hornsteinbänke und Zellendolomite (Rauhwacken) mit ausgelaugten Salzkristallen. Infolge der Übersalzung des Wassers sind Fossilien selten; nur lokal treten Häufungen von Schnecken, gelegentlich auch Diploporen auf. Am Rande der Ardennen und der Böhmischen Masse ist die Folge auch sandig. Die Mächtigkeit beträgt 30 bis 40 m, bei Anwesenheit von Salz bis 100 m.

Der Obere Muschelkalk entspricht einer neuen marinen Ingression, die aber nicht von Südosten kommen konnte, da im nördlichen Karpathenvorland diese Abteilung lückenhaft ist. Im Gegensatz zum Unteren Muschelkalk ist der obere in Süddeutschland mächtiger (50 bis 80 m). Da in Südfrankreich in ähnlichen Gesteinen Ceratiten, *Encrinus liliiformis* und andere germanische Formen auftreten, ist es wahrscheinlich, daß das Oberrheingebiet etwa über die französischen Alpen eine gelegentliche Verbindung mit dem Mittelmeer hatte. Das Profil zeigt die folgende Gliederung von oben:

Ceratitenschichten

Obere *semipartitus*-Schichten (zum Teil fehlend): tonige Kalke mit *Ceratites semipartitus*. Kennzeichnend ist eine Bank mit großer *Terebratula vulgaris*.

Untere *semipartitus*-Schichten. Neben *Ceratites semipartitus* auch *Ceratites dorsoplanus;* unten Hauptterebratelbank. In Süddeutschland „dolomitische Region" mit *Trigonodus sandbergeri*.

Nodosuskalke. Tonige, zum Teil glaukonitische und plattige Kalke. Oben *Ceratites nodosus* mit *Certites dorsoplanus,* unten *Ceratites nodosus* allein. Im hangenden Teil Bank mit *Placunopsis ostracina*. Tiefer viele Gervilleien und Bank mit kleinen Terebrateln und Sphaerocodien. An der Basis Bank mit *Terebratula cycloides*.

Mittlere Ceratitenschichten. Von oben: *Ceratites spinosus, evolutus, compressus. Pecten discites* häufig (obere *discites*-Schichten).

Untere Ceratitenschichten (untere Tonplatten). Von oben: *Ceratites robustus, pulcher, atavus. Pecten discites* und *Hoernesia* häufig.

Trochitenkalk

Wechsel von graublauen dichten Kalken, Oolith- und Knauerkalken, mit einigen dickeren Bänken, die oft ganz von Stielgliedern von *Encrinus liliiformis* erfüllt sind. *Terebratula vulgaris, Myophoria vulgaris, Hoernesia socialis, Pecten discites, Lima striata* häufig. Oben *Spiriferina fragilis*.

Der Trochitenkalk ist eine Flachwasserbildung, welche unter küstennahen Bedingungen entstanden ist; er kann die tieferen Ceratitenschichten faziell vertreten. Ebenso treten unter ähnlichen Bedingungen die oberen Ceratitenzonen häufig in der Lettenkohle-Fazies auf (maximal bis *Ceratites spinosus* hinab).

In den Randgebieten der Böhmischen Masse (Oberfranken) und der Ardennen (Lothringen) ist wieder ein schrittweiser Übergang in Dolomite, Muschelsandsteine und bunte Sandsteine zu beobachten (Abb. 133).

Der **Keuper** entspricht zwar einem Meeresrückzug, zugleich aber einer Vergrößerung des Sedimentationsraumes. Insbesondere greift der Untere Keuper auf das Grundgebirge des französischen Zentralplateaus im Südwesten, der Vindelizischen Schwelle im Süden (bei Nördlingen z. B.) über. Abweichend ist die oberste Trias oder das Rhät, welches später getrennt besprochen werden soll.

Der Keuper (250 bis 600 m) besteht aus dolomitischen und tonigen Binnenseebildungen mit verarmter Fauna, aus bunten Tonen mit Gips, bunten dolomitischen Mergeln (Steinmergel) und aus fluviatilen Sandsteinen. Es ist die Fazies eines abflußlosen Beckens, welches gelegentlich Wüstencharakter hatte. Eine Art Normalprofil kann trotz des Fazieswechsels aufgestellt werden. Oben: Rhät (s. S. 398).

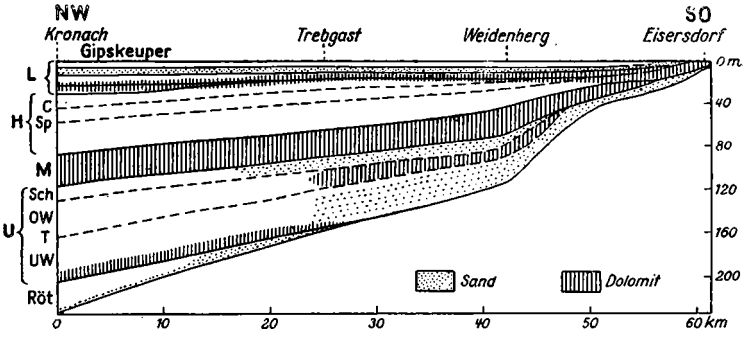


Abb. 133. Das Auskeilen der Trias am Nordwestsaum der Böhmischen Masse. Nach GEVERS. *U* Unterer Muschelkalk; *M* Mittlerer Muschelkalk; *H* Hauptmuschelkalk; *L* Lettenkohle; *UW* bzw. *OW* Unter- bzw. Oberwellenkalk; *T* Terebratelbank; *Sch* Schaumkalk; *Sp* Spiriferina-Schicht; *C* Ceratiten-Schicht.

Knollenmergel, bunte Mergel mit Dolomitknollen, wohl äolischer Entstehung. *Plateosaurus* tritt in Schwaben (Trossingen) und am Harz auf, wo bei Halberstadt eine ziemlich reiche Fauna von Mollusken, Krebsen, Fischen, Amphibien und Reptilien gefunden wurde (KUHN, 1939).

Steinmergel bzw. Stubensandstein. Die letzteren sind lockere, helle Sandsteine mit Pflanzen, Fischen und Sauriern; sie können als Deltaschüttung vor dem vindelizischen Rücken betrachtet werden. Sie herrschen in Schwaben und Franken und gehen nach Westen und Nordwesten in die bunte Steinmergelfazies über. In diese, in Westdeutschland herrschende Ausbildung sind gelegentlich Dolomitbänke mit *Avicula, Trigonodus, Myophoria vestita* und Schnecken eingeschaltet, welche für zeitweilige Wasserbedeckung zeugen (z. B. Gansinger Dolomit der Nordschweiz und Südwestdeutschlands). Man gliedert von oben:

c) Stubensandstein im engeren Sinne mit Pflanzen und Sauriern bzw. Gansinger Dolomit im Westen, oder Steinmergel im Norden;
b) Plattiger Sandstein mit *Semionotus* bzw. rote Mergel mit Gips (Heldburg-Stufe) im Norden;
a) Berggips-Lehrberg-Schichten; bunte Mergel mit Gips unten, Dolomitbänken oben. Im Norden Beaumont-Horizont.

Schilfsandstein. Eine wenig mächtige und stark wechselnde, aber weit verbreitete Sandsteinzone mit reicher Flora, *Mastodonsaurus* und einigen Reptilien.

Gipskeuper. Bunte, vorwiegend rote Mergel und Tone mit zelligen Dolomiten, Sandsteinen und häufigen Gipslinsen. Wichtig sind Dolomitbänke, die auch Muscheln enthalten: *Myophoriopis keuperina, Myophoria goldfussi, Myophoria kefersteini,* d. h. Formen der alpinen Raibler Schichten. In Lothringen, westlich der Vogesen, enthält die Stufe größere Steinsalzlager.

Lettenkohle. Diese aus Dolomit, dunklen und grünlichen Tonen, gelegentlichen Sandsteinlagen und unbauwürdigen Kohlenlagen bestehende Folge enthält einige weit verbreitete Leithorizonte. Pflanzen, Fische, Labyrinthodonten und Reptilien sind in den sandigen und

tonigen Lagen bekannt. Die Tone enthalten vielfach Estherien und Ostracoden *(Estheria minuta, Bairdia)*, während die Dolomite eine verarmte Muschelkalkfauna führen; das gilt besonders für den sehr beständigen oberen Grenzdolomit. Die Lettenkohle entspricht einer Verflachung des Muschelkalkmeeres, ist aber zugleich die Zeit einer nicht unerheblichen Beckenerweiterung, d. h. einer Senkung der Randgebiete.

In England ist der Keuper durch Sandsteine (unten) und bunte Mergel (oben) vertreten; Pflanzen, Fische, Saurier und Brackwassermuscheln treten auf. In Schottland haben die *Staganolepis*-beds der Ostküste zahlreiche, recht primitive Reptilien geliefert. Am skandinavischen Südrand (Schonen, Bornholm) treten bunte Schichten auf, die teils hierher, teils ins Rotliegende (s. oben) gehören.

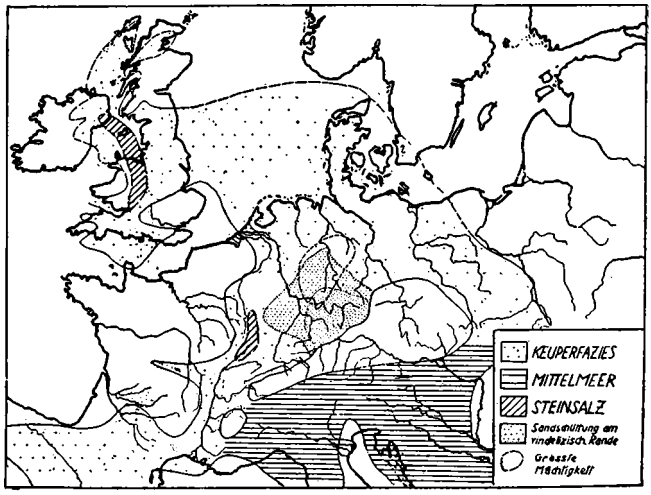


Abb. 134. Das Keuperbecken in Mitteleuropa.

Das Rhät, d. h. die oberste Trias, ist eine wenig mächtige Folge, welche nur in einem Teil des Keuperbeckens vertreten ist und dem Beginn einer neuen Transgression entspricht. Innerhalb Deutschlands ist Rhät im Norden, ferner in Thüringen, Franken, Schwaben und am Oberrhein vorhanden. Es handelt sich um eine schmale, NNO–SSW verlaufende Senke, von der aus gegen Südosten einzelne Buchten oder Ästuare ausgingen (Nordostdeutschland und Polen, Thüringen, Franken). Die Folge besteht aus pflanzenführenden, hellen Sandsteinen und dunklen marinen Tonen *(Avicula contorta, Lima praecursor, Modiola minuta, Protocardium rhaeticum, Anodonta postera* und andere Muscheln). Häufig sind „Bonebeds", d. h. Lagen mit Knochenbruchstücken und Zähnen von Wirbeltieren *(Hybodus, Acrodus, Ceratodus, Plateosaurus, Chelonide* und die Zähnchen der säugerähnlichen Formen wie *Microlestes, Triglyphus* usw.) Die Pflanzensandsteine enthalten eine Flora, die neben spezifischen Formen *(Lepidopteris ottonis, Neocalamites hoerensis, Dictyophyllum exile, Camptopteris spiralis, Ptilozamites nilssoni)* auch viele Arten mit dem Lias gemeinsam hat.

In Schonen, auf Bornholm, in Ostmecklenburg und Polen fehlen marine Einlagerungen im Rhät; die recht mächtige Folge entspricht einem großen Ästuar und besteht aus Sandsteinen mit Pflanzenschiefern und Kohlenflözen. Ähnlich liegen die Verhältnisse im fränkischen Golf. Dagegen ist das Rhät in England rein marin; die Kalke enthalten eine reiche, an Südfrankreich erinnernde Fauna, was für eine marine Verbindung im atlantischen Raume spricht.

Das Südufer des germanischen Triasbeckens ist in Franken und Schwaben nachweisbar. Die Verfolgung dieser Uferzone, d. h. der Vindelizischen Schwelle nach Südwesten, ist im Bereiche der Alpen durch die tertiären Deckenverfrachtungen erschwert. Immerhin ist in den nördlichen Schweizer Alpen die Dreigliederung noch angedeutet (Melser Sandstein-Rötidolomit-Quartenschiefer). Im Gebiet der Penninischen Decken weiter im Süden ist nur eine reduzierte Folge von Quarziten und Zellendolomiten mit Gips bekannt. Ähnliches gilt für einen Teil der französischen Alpen. Hier dürfte die Fortsetzung der Vindelizischen Schwelle liegen, da weiter im Süden über den untertriadischen Sandsteinen und Gipsen mächtige Kalke und Dolomite mit Fossilien der mediterranen Trias erscheinen (Abb. 135).

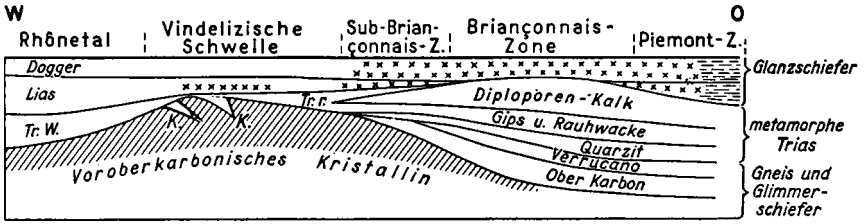


Abb. 135. Trias und tieferer Jura im Bereiche der französischen Alpen. Stratigraphisches Profil nach GIGNOUX. Im Zentralgebiet lückenhafte Trias *(Tr. r.)* über Kristallin und Karbon *(K)*. Im Westen Trias von germanischem Charakter *(Tr. W.)*. Im Osten mächtigere Trias über Oberkarbon und Verrucano (Perm); sie zeigt oben in den Diploporen-Kalken schon ostalpine Anklänge.

B. Das westmediterrane Becken

Die Fortsetzung der Vindelizischen Schwelle in den alpinen Zentralmassiven und in Korsika trennt das eigentliche Mittelmeer im Apennin vom westmediterranen Becken der Provence, der Pyrenäen, Spaniens und Nordafrikas, wo neben Sonderzügen manche Anklänge an die germanische Fazies vorliegen. Da diese Anklänge in Südfrankreich und Sardinien am deutlichsten sind, nimmt M. SCHMIDT an, daß neben der korsikanisch-sardinischen Schwelle, welche dieses Becken vom Mittelmeer trennte, gelegentlich noch eine weitere bestand, welche die germanische Fazies Südfrankreichs und Sardiniens vom iberisch-tunesischen Bereich schied (s. Abb. 136).

In diesem westlichen Becken liegt die Trias auch diskordant auf variscischem Unterbau. Die untere Abteilung besteht aus roten Sandsteinen und Tonen, welche östlich und südlich von der unbedeckten alten Iberischen Masse allgemein verbreitet sind und eine Gliederung in

dünne Schwellensedimente und mächtige Beckenbildungen zeigen (G. RICHTER & TEICHMÜLLER). Abweichend von Deutschland ist eine marine Ingression im tieferen Buntsandstein bei Alicante (Kalkbank mit *Myophoria* und *Holocrinus*), über der gelegentlich ein Kohlenflöz liegt. Höher folgt typischer Röt, d. h. Salze und Gips mit Tonen, die *Voltzia* und *Estheria* führen.

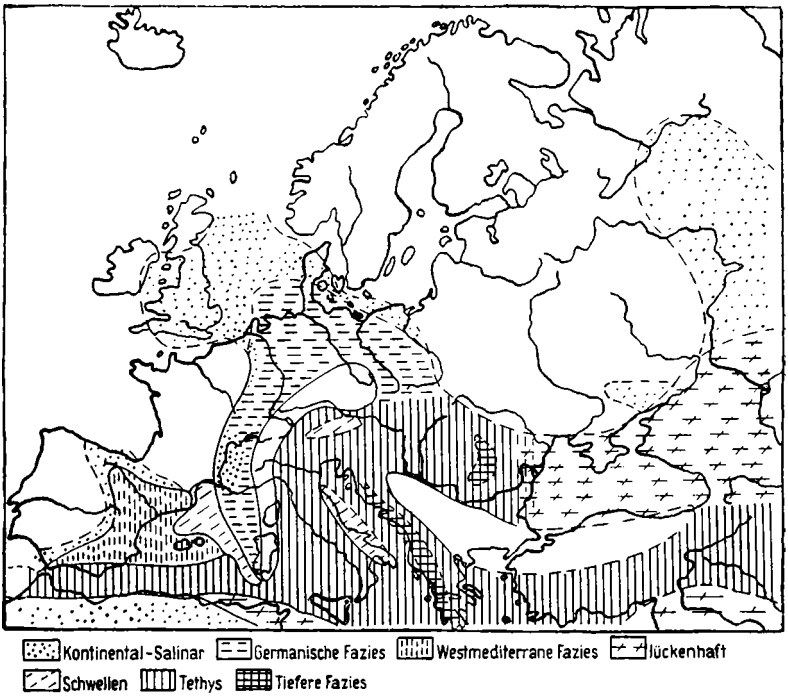


Abb. 136. Meeresverbreitung und Faziesverteilung in der Trias Europas.

Äquivalente des Muschelkalkes sind im ganzen Raume zwischen den Pyrenäen, dem Golfe von Biskaya, der Iberischen Masse und Tunis bekannt; neben Analogien zu Deutschland bestehen aber auch Beziehungen zum Mittelmeer. Der Muschelkalk beginnt mit fossilarmen Dolomiten (Lagunenfazies). Die hangenden Kalke mit Schiefern entsprechen einer Fauneningression und enthalten bei Barcelona *Spiriferina mentzeli,* Ceratiten, Sphaerocodien und *Physoporella.* Diese Fauna von Olesa entspricht der anisischen Stufe (Unterer Muschelkalk). Dann erfolgt eine zweite, weiter verbreitete Ingression von ausgesprochen mediterranem Charakter mit unterladinischer Fauna *(Protrachyceras, Daonella* aff. *lommeli, Avicula iberica).* Die hangenden Plattenkalke enthalten nur endemische Muschelarten (Oberladin). Eine Vertretung der Lettenkohle (bzw. der Cassianer Schichten) ist nicht bekannt. Die Ausbildung der Mitteltrias auf den Balearen und in Tunis ist ähnlich.

Die Obertrias erinnert zum Teil an den deutschen Keuper. Bunte, oft feinsandige Mergel mit Salz und Gips und Zellendolomite wiegen vor. Ein weitverbreiteter mariner Vorstoß wird durch *Cassianella decussata* und *Myophoria vestita* (Leitformen des Gansinger Dolomites) angezeigt. Diese Stufe greift weit über und ist auch westlich der Meseta, in Portugal

durch bunte Schichten vertreten. Am Südrand der Meseta kann man nach BRINKMANN eine nördliche grobklastische Ausbildung, einen mittleren Streifen bunter Gipsmergel und ein südliches (betisches) Faziesgebiet mächtiger mariner Kalke und Dolomite unterscheiden. Das erinnert sehr an die Verhältnisse in den Westalpen und spricht für ein tieferes Meer im Raume der späteren betischen Kordillere. Jenseits desselben, in Marokko und Algier-Tunis, besteht aber wieder eine schwer zu gliedernde, salzführende Folge mit brackischen Lagen. Über diesem „Keuper" liegen, weit über sein Verbreitungsgebiet hinausgreifend (Südfrankreich, Portugal), mächtige, dickbankige, zum Teil zellige Dolomite, die sogenannten Carniolas. Sie sind fossilleer und gehen nach oben in Kalke mit Liasfauna über; wahrscheinlich entsprechen sie dem Rhät.

Man kann daraus schließen, daß das westmediterrane Becken nur eine oft behinderte Verbindung mit der Tethys im Osten und mit dem germanischen Becken im Nordosten hatte. Wichtig sind dagegen im Unterladin Beziehungen zu Westamerika *(Protrachyceras, Hungarites* aff. *yatesi).* Sehr bezeichnend für das Becken sind Gänge und Decken von dichtem Diabas (Ophit), die vor allem im Keuper im Bereich mächtigerer Teiltröge auftreten. Es ist heute sicher, daß die Haupteruptionen noch in der Obertrias stattfanden.

C. Das triadische Mittelmeer oder die Tethys

Ein gegenüber der Permzeit verbreiterter mariner Gürtel durchzog in der Trias die Alte Welt vom Apennin im Westen bis zum Malayischen Archipel im Osten. Trotz erheblicher Faziesdifferenzierung besitzen alle Unterprovinzen dieses Mittelmeeres oder der T e t h y s viele gemeinsame Züge.

Die alpine Trias bildet in Europa die bedeutendste Anhäufung karbonatischer Sedimente (Kalk und Dolomit), welche hier mehrere 1000 m Mächtigkeit erreichen; besonders bezeichnend sind die örtlichen Einschaltungen massiger ungeschichteter Riffmassen. Aber auch sonst ist die Faziesmannigfaltigkeit groß und die oft nesterartige Verteilung der Fossilien (auch der Ammoniten) erschwert die Gliederung, da durchgehende Horizonte oft fehlen.

Eine weitere Schwierigkeit für die paläogeographische Entzifferung, die übrigens auch im höheren Mesozoikum besteht, liegt in der intensiven jüngeren Faltung und Deckenbildung, welche zu einer nachträglichen Verstellung der Sedimentationsräume geführt hat. Die ostalpine Trias tritt ja in zwei untereinander ähnlichen Gürteln auf, zwischen denen die Zentralalpen eine abweichende und reduzierte Ausbildung der Trias besitzen. Die Frage, ob diese Verteilung primär ist oder ob die Deckenbildung zu einer horizontalen Verstellung ganzer Faziesbereiche geführt hat, ist noch nicht endgültig geklärt, da die ursprüngliche Annahme der Deckentheorie, daß die nördlichen Kalkalpen primär südlich der Zentralalpen lagen, heute keineswegs gesichert erscheint.

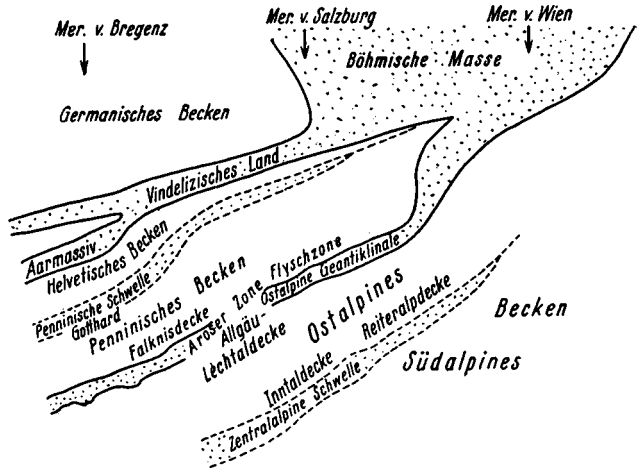


Abb. 137. Schwellen und Becken in den nördlichen Ostalpen vor der alpinen Faltung. Nach M. RICHTER.

a) Der europäische Sektor

In den **nördlichen Kalkalpen** vom Rhätikon bis Wien ist das normale Liegende der Trias selten festzustellen. Vermutlich bestand es aus Perm oder älterem Paläozoikum (Grauwackenzone).

Die unterste scythische Stufe ist in den tieferen, d. h. im nördlichen Abschnitt wurzelnden Decken des westlichen Abschnittes lückenhaft und erinnert an den Buntsandstein. Vom Karwendel ostwärts erscheinen, ursprünglich einem südlicheren Bereich angehörend, die Seichtwasserbildungen der Werfener Schichten: unten sandige Schiefer mit *Myacites*, oben Kalke und Rauhwacken mit *Naticella costata* und *Myophoria costata* (Taf. XXXIV, 17 und Taf. XXXV, 18). Der hangende Teil führt Gips und die als „Haselgebirge" bekannten Salzstöcke und Salz-Ton-Breccien von Berchtesgaden, Hallstatt usw.

Die anisische Stufe ist stärker differenziert: im Rhätikon und Vorarlberg herrschen hellgraue Kalke mit Mergeln (Bündner Fazies); in Oberbayern sind sie durch blaugraue Kalke mit Hornsteinknollen ersetzt; weiter südlich wurden die dunklen kalkigen Reichenhaller Schichten, gelegentlich auch Dolomite abgelagert. Im Lunzer Bezirk liegen unten die ähnlichen Guttensteiner Kalke, höher die unteren Reiflinger Kalke mit Linsen von rotem Schreyeralm-Kalk mit Ammoniten *(Ceratites trinodosus, Sturia sansovinii* usw.). Faunistisch unterscheidet man, wie in den Südalpen, drei Unterstufen: Hydasp – *Natica stanensis, Dadocrinus gracilis,* Pelson – *Rhynchonella decurtata, Spiriferina mentzeli,* Illyr – *Ceratites trinodosus.*

Die ladinische Stufe ist fossilarm. Die aus einer Wechsellagerung von Sandstein, Ton und Kalk (mit Melaphyrlagern) bestehenden Arlbergschichten gehen nach

Nordosten in die dunkle, kalkig-mergelige Partnach-Serie über, welche oft nur den unteren Teil des Ladins vertritt, während der höhere (zum Teil auch das ganze Ladin) durch den hellen, massigen Wettersteinkalk (Zugspitze und andere kennzeichnende Gipfel in Bayern) gebildet wird, der 1000 m mächtig sein kann. Es ist eine Riffbildung von Diploporen mit nesterförmigen Anreicherungen von Brachiopoden und Mollusken; oben treten oft Riesenoolithe (Evinospongien) auf; die Partnachschichten sind Kalkschlammabsätze außerhalb der Riffe. Weiter im Osten bilden die Ramsau-Dolomite (bis 1500 m) des Berchtesgadener Gebietes eine ähnliche Fazies. Schließlich ist im Lunzer Gebiet der Kalkvoralpen noch der hornsteinführende obere Reiflinger Knollenkalk zu nennen, mit *Daonella lommeli, Koninckina leonhardi, Protrachyceras* und *Trachyceras*. Die südalpine Dreiteilung (s. unten) ist selten zu erkennen. Am Ende des Ladins tritt eine Verflachung des Meeres ein, ja gelegentlich ist eine Emersion durch die verkarstete Oberfläche des Wettersteinkalkes unter karnischen Sedimenten nachweisbar.

Die karnische Stufe hat daher eine abweichende Fazies. Im Westen wird ihr unterer Teil als *Cardita*-Schichten bezeichnet; sie beginnen mit Sandsteinen mit lokalen Kohlenflözen und reicher Flora mit jurassischen Vorläufern *(Clathropteris, Cladophlebis,* Ginkgophyten, Equisetiten, Pterophyllen); es folgen Kalkmergel (Sphaerocodien, *Cardita guembeli, Halobia rugosa),* auf denen oolithische Kalke mit *Hoernesia bipartita, Myophoria wöhrmanni, Cardita guembeli, Gonodon mellingi* liegen. Die obere Abteilung führt unten *Ostrea montis caprilis* und geht höher in Dolomite, Rauhwacken und Gipse über, welche eine neue Regression anzeigen.

Im hochalpinen Berchtesgadener Gebiet kann dagegen der Ramsau-Dolomit auch einen Teil der karnischen Stufe vertreten. Er ist verknüpft mit der Hallstätter Fazies lichter und roter Kalke, die in Linsen zahlreiche Cephalopoden mit zwei Zonen enthalten: unten *Trachyceras (aonoides* und andere), *Halorites, Juvavites, Celtites, Lobites, Proarcestes (gaytani), Joannites, Cladiscites, Carnites (falcifer), Megaphyllites, Monophyllites;* oben *Tropites subbullatus, Choristoceras, Arcestes (bufo), Rhacophyllites.* Von anderen Fossilien treten besonders Halobien und Daonellen in einzelnen Bänkchen massenhaft auf. Diese Hallstätter Fazies eines tieferen Meeres erscheint als wenig mächtige Einlagerung mit zonar wechselnden Ammoniten in allen Triasstufen seit dem Anis (Schreyeralm-Kalke s. oben).

In den Kalkvoralpen Österreichs bildet die Lunzer Fazies eine Saumbildung des vindelizischen Landes. Hier beginnt die karnische Stufe mit den Reingrabener Schiefern *(Halobia rugosa, Carnites floridus),* die an der Basis *Trachyceras* führen. Dann folgt der Lunzer Sandstein mit Kohlenflözchen, Keuperflora, *Estheria minuta* und *Anoplophora lettica.* Darauf liegt ein Kalkoolith mit *Cardita guembeli* und dann folgt das Oberkarnikum (Torer Schichten) als mariner Opponitzer Kalk mit *Ostrea montis caprilis, Gervilleia bouei, Gonodon mellingi.* Diese Fazies ermöglicht einen Vergleich mit dem germanischen tieferen Keuper einschließlich des Schilfsandsteins.

Die norische Stufe besteht im Westen (Graubünden, Tirol, Bayern) aus dem Hauptdolomit, einem mächtigen, dickbankigen, braunen zuckerkörnigen Gestein, welches unten bituminös ist und bituminöse Schiefer mit Fischen enthält (Seefeld). Gelegentliche Einlagerungen roter Tone sprechen für Einschwemmungen aus einem nördlichen Land. Fossilien sind selten: *Worthenia solitaria, Megalodon complanatus* und

andere (= *triqueter* auct.), *Gyroporella vesiculifera.* Im Hangenden geht er in Plattenkalke mit *Rissoa alpina* über.

Östlich vom Kaisergebirge wird der Hauptdolomit durch die hellen Dachsteindolomite (unten) und Dachsteinkalke (oben) ersetzt. Unter den auch hier spärlichen Fossilien sind große Megalodonten bezeichnend, daneben *Monotis* und *Halorella.* Oft ist er mit ungebankten Korallenkalken *(Thecosmilia, Montlivaultia)* verzahnt, die gelegentlich von korallenführenden Mergeln (Zlambach-Schichten) überlagert werden. Diese Fazies geht auch höher hinauf. Die mächtigen Dachsteinkalke bilden oft verkarstete Hochplateaus und sind damit ein wichtiges formgebendes Element der Kalkalpen.

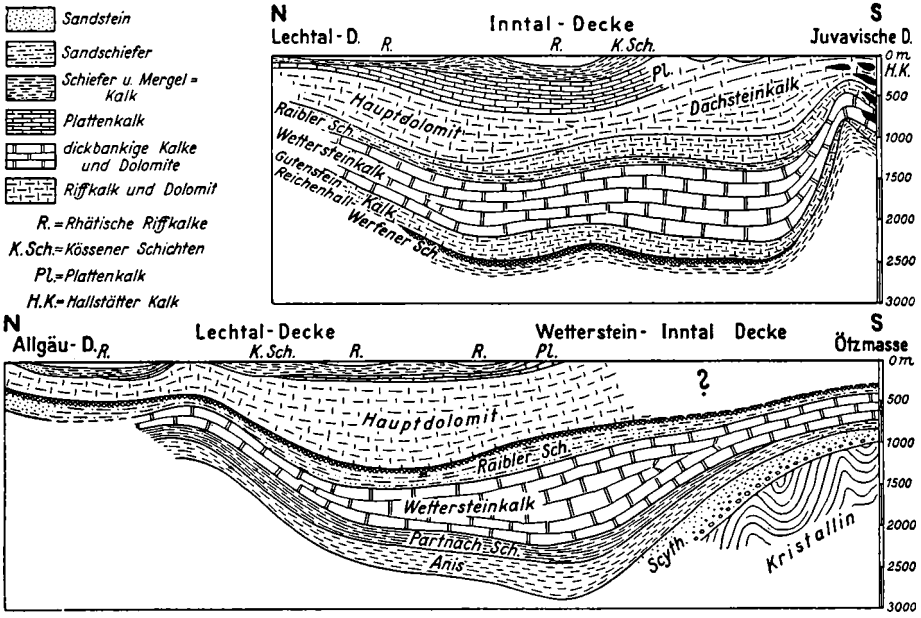


Abb. 138. Das abgewickelte Profil der nordalpinen Trias, d. h. die Verteilung der Fazies vor der alpinen Deckenbildung. Unten Westbayern (Allgäu), oben Ostbayern und Salzkammergut. Nach M. FRANK.

Mit den Dachsteinkalken ist wieder die Hallstätter Fazies roter, zum Teil knolliger Ammonitenkalke verknüpft, welche im Berchtesgadener Gebiet und im Salzkammergut besonders typisch ist. Für die Fauna sind *Pinacoceras metternichi, Cladiscites tornatus, Arcestes gigantogalcatus, Joannites, Halorites, Cochloceras,* ferner *Orthoceras dubium* kennzeichnend. Bankweise gepackt treten *Monotis salinaria* und *Halorella amphitoma* auf.

Die rhätische Stufe ist im Westen durch die Kössener Schichten gekennzeichnet, eine Folge von dunklen Mergeln, Kalken und Tonen mit der auch außerhalb der Alpen verbreiteten Fauna *(Avicula contorta, Protocardium rhaeticum, Gervilleia inflata).* Oben sind wieder massige Kalkbänke und Riffkalke häufig. Im

Osten greift die Dachsteinfazies oft in das Rhät hinauf, wo dann Korallen (*„Lithodendron"*-Kalke mit *Thecosmilia clathrata, Thamnastraea rhaetica* usw.) häufig werden. Die hangenden Teile führen *Choristoceras marshi* und *Conchodon infraliasicum.* Im Hallstätter Gebiet reichen die Zlambach-Schichten oft in das Rhät hinauf. Einen Übergang zwischen Kössener und Dachsteinfazies bilden die Starhemberger Schichten Niederösterreichs – bunte Knollenkalke mit reicher Brachiopodenfauna.

Die **Zentralalpen** enthalten eine zwar ähnlich gegliederte, aber viel lückenhaftere und fossilarme Trias. In den „unterostalpinen" Decken Graubündens erinnert die Untertrias noch an die nördlich vorgelagerte Vindelizische Schwelle; die obere ist vollständiger und südwärts liegt im „Mittelostalpin" (Unterengadin) ein dem geschilderten schon sehr ähnliches Profil. Am Brenner, in den Radstädter Tauern und am Semmering ist das lückenhafte Triasprofil oft mit dem Unterostalpin oder Penninikum Bündens verglichen worden, was, je nach der Deutung des Gebirgsbaues, entweder als Zeugnis für ein von den nördlichen Kalkalpen überschobenes „Fenster", oder als Beweis für eine zentralalpine Schwelle zwischen den Zonen der nördlichen und südlichen Kalkalpen betrachtet wurde.

In den **Südalpen,** d. h. an den italienischen Seen (Bergamasker Alpen), im Vicentin, Trient, Friaul, in den Südtiroler Dolomiten, den Karnischen und Julischen Alpen und in den Karawanken sind die mächtigen Triaskalke wieder das vorherrschende, gestaltende Element. Die Gliederung ist ähnlich, bei stärkerer Differenzierung und reicherer Fossilführung; bemerkenswert ist das häufige Auftreten von Eruptivgesteinen.

Die scythische Stufe besteht in der Lombardei noch aus Konglomeraten und Sandsteinen mit *Voltzia* (Cervino); weiter im Osten (Dolomiten) sind die terrestrischen Einflüsse geringer und eine Zweiteilung deutlich: unten Seiser Schichten (Glimmersandstein mit Mergeln) mit *Pseudomonotis clarai, Anodontophora fassaensis, Myophoria laevigata;* oben Campiler Schichten (mehr Kalklagen) mit *Holopella gracilior, Naticella costata, Turbo rectecostatus.* In den Julischen Alpen ist die Fazies tiefer und Ammoniten treten auf *(Tirolites cassianus, Meekoceras, Dinarites).*

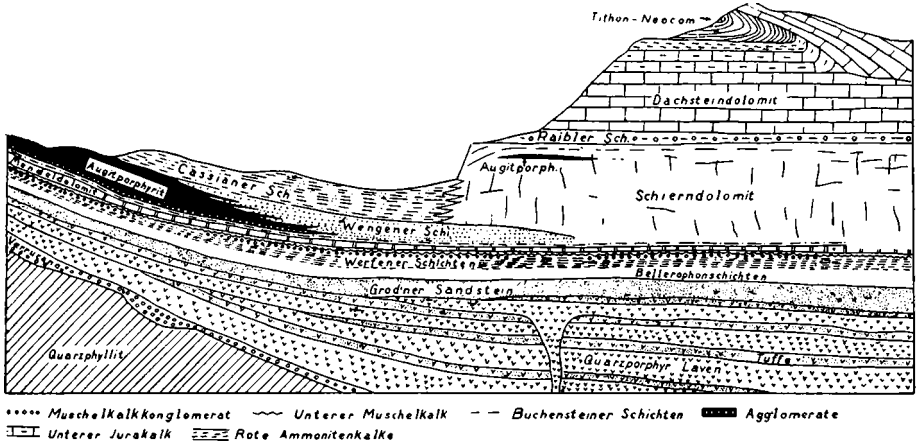


Abb. 139. Schematischer Querschnitt durch die Schichtfolge der Südtiroler Dolomiten. Nach v. KLEBELSBERG.

Die anisische Stufe beginnt mit einem Konglomerat. Der „alpine Muschelkalk" ist in normaler Ausbildung ein dünngeschichteter dunkler Kalk mit deutlicher Dreigliederung (von unten):

gracilis-Zone (Hydasp). *Dadocrinus gracilis, Natica stanensis, Myophoria vulgaris, Myophoria ovata,* Schnecken und Pflanzenhäcksel.

Recoaro-Zone (Pelson). Brachiapodenkalk mit vielen Formen des deutschen, insbesondere schlesischen Muschelkalkes: *Rhynchonella decurtata, Spiriferina fragilis, Spiriferina mentzeli, Spirigera trigonella, Terebratula vulgaris, Waldheimia angusta;* auch die Muscheln des Muschelkalkes sind vertreten; außerdem *Pleuronautilus mosis, Ceratites binodosus, Balatonites ottonis, Ptychites studeri.*

trinodosus-Zone (Illyr) mit häufigeren Cephalopoden: *Ceratites trinodosus, Sturia sansovinii,* viele *Balatonites, Ptychites, Celtites.*

In der Lombardei vertreten die dunklen, dünnbankigen Varenna-Kalke die oberen Zonen *(Daonella moussoni).* Weiter verbreitet sind der graue Mendola-Dolomit und helle Sarldolomit (Tessin, Judikarien, Dolomiten), eine ins Unterladin hinaufragende Riffbildung mit *Physoporella* und *Diplopora annulata.* Im Tessin liegen darüber bituminöse Schiefer mit Fischen und Sauriern.

Die ladinische Stufe zeigt die stärkste Faziesdifferenzierung, wobei drei Typen vorherrschen: vulkanisch, marin geschichtet und Riffe. Stratigraphisch gliedert man von unten in:

Buchensteiner Schichten (Fassan = reitzi-Schichten). 0 bis 100 m bunte dünnplattige Mergelkalke mit Kieselknollen, oben mit Lagen grüner Tuffe (pietra verde). *Protrachyceras reitzi, Protrachyceras recubariense, Protrachyceras curionii, Arcestes, Joannites;* wichtig auch *Daonella taramellii.*

Wengener Schichten (Langobard = *archelaus*-Zone). Zu Beginn erfolgen vielfach Eruptionen von Augitporphyrit und Melaphyr mit Tuffen und Agglomeraten. Auch die hangenden Kalke sind oft mit Tuffen untermischt. Die dunklen, dünnplattigen Schichten enthalten massenhaft *Daonella lommeli* und *Posidonomya wengensis.* Von Ammoniten sind häufiger *Protrachyceras archelaus* und *Monophyllites wengensis.* Die Mächtigkeit ist bei Einschaltung von Vulkaniten oft sehr groß.

Cassianer Schichten (Cordevol = *aon*-Zone); in typischer Ausbildung mergelig-kalkige Sedimente (Stuores-Wiesen) mit einer ungeheuer reichen Zwergfauna; genannt seien: *Koninckina leonhardi, Nucula strigilata, Cardita crenata, Cassianella gryphaeata* und andere; zahlreiche *Worthenia, Turbo, Trochus, Scalaria, Chemnitzia;* ferner *Trachyceras aon, Trachyceras münsteri, Lobites pisum, Megaphyllites,* schließlich *Cidaris*-Stacheln und Encriniten. Oben sind wieder Tuffe häufig, mit Brocken und Linsen von Kalk (Cipitkalk) und mit brecciös-sandigen Lagen. Die Fauna dieser Pachycardien-Schichten leitet zur karnischen Stufe über *(Pachycardia rugosa, Myophoria kefersteini).* Die bis 300 m mächtigen Cassianer Schichten werden gelegentlich (DIENER) an die karnische Stufe angeschlossen. Es ist indessen meist schwer, sie vom Liegenden abzutrennen.

Es müssen hier noch die Intrusivgesteine von Predazzo und Monzoni genannt werden, welche wohl etwas jünger sind als die Wengener Eruptiva. Die relative Altersfolge ist: 1. Pyroxenite, Monzonite, Gabbros; 2. Syenite; 3. Nephelinsyenite; 4. Granitgruppe, d. h. Porphyre, Pegmatite, Aplite; 5. Essexite, Camptonite, Monchiquite. Die Gruppen 1, 2 und 4 sind peripherisch um einen zentralen Augitporphyrit-Stock angeordnet. Die Nephelingesteine und die Essexitgruppe zeigen dagegen keine Beziehungen zu diesem.

Die Riff-Fazies der ladinischen Stufe ist weit verbreitet und oft sehr mächtig. Vielfach bilden die Riffe einzelne Klötze, welche mit den Wengener-Cassianer Schichten verzahnt sind. Das gilt z. B. für den massigen, bis 1000 m mächtigen, hellen und ungeschichteten Schlerndolomit, welcher von Diploporen und Korallen aufgebaut ist. Am Rande gegen die geschichtete Fazies wird der Dolomit bankig und zeigt oft eine primäre Schrägschichtung mit Neigung nach außen (Übergußschichtung). Zwischen die Bänke schaltet sich immer mehr mergeliges oder tuffitisches Material ein und schließlich liegen nur einzelne Blöcke und Linsenzüge von Massenkalk in geschichteten Sedimenten. Diese „Cipitkalke" haben meist wesentlich mehr und besser erhaltene Fossilreste als das eigentliche Riff.

Eine andere, ebenfalls vorwiegend von Diploporen gebildete Riffbildung ist der helle Marmolata- oder Latemar-Kalk, der Linsen mit zahlreichen Schnecken, Muscheln, Brachiopoden und Ammoniten enthält; er wird bis 700 m mächtig und entspricht vor allem der Wengener Unterstufe. Der analoge Esino-Kalk der Lombardei (Diploporen, Gastropoden, *Arpadites waageni*) scheint dagegen das ganze Ladin und einen Teil des Karnikums zu vertreten.

Weiter im Osten (Karnische Alpen, Karawanken) liegt über Dolerittuffen (Oberanis bis Buchensteiner Schichten) ein heller Dolomit oder erzführender Kalk. Die Faziesähnlichkeit mit den Nordalpen (Wettersteinkalk) ist recht groß.

Die karnische Stufe (Raibler Schichten) beginnt meist mit einem deutlichen Faziswechsel. Es herrschen weiche, tonig-mergelige und sandige Schichten, welche, zwischen die Massenkalke im Liegenden und Hangenden eingeschaltet, eine landschaftlich auffallende Terrassierung verursachen. Dieser Faziesumschlag ist auch in den Nordalpen bekannt (s. oben).

Das typische Profil von Raibl (Kärnten) beginnt mit Kalken und Schiefern mit Cephalopoden *(Trachyceras aon* und *aonoides),* zwischen die dunkle Lagen mit Pflanzen und Fischen eingeschaltet sind. Dann folgen Mergel mit Myophorien *(kefersteini)* und anderen Muscheln und ein heller Dolomit mit *Megalodon, Physocardia* und *Joannites joannis austriae.* Über dieser *„aonoides*-Zone" liegen die oberen Raibler (Torer) Schichten bzw. die *subbullatus*-Zone, aus Mergelkalken und Dolomiten (oben) bestehend. Hier wiegen Muscheln vor: *Ostrea montis caprilis, Myophoriopis rosthorni, Myophoria whatleyae.*

In den Dolomiten, wo die Raibler Schichten nur 50 m mächtig sind, liegen an der Basis Bohnerze und rote Tone, die eine Emersion anzeigen (rote Raibler). Höher folgen Mergel, Dolomit und Sandsteinbänke mit reicher, typischer Muschelfauna. Im Friaul ist die ladinisch-karnische Folge schwer zu gliedern; im Vicentin ist das Karnikum nur durch Vulkanite vertreten. In der Lombardei sind einer gut gegliederten Kalkfolge auch Tuffe eingelagert. In den Torer Schichten zeigen Gipse und Rauhwacken eine Regression an.

Die norische Stufe zeigt in den Südalpen eine recht homogene Dolomitkalkfazies. Im allgemeinen sind die unteren Teile dickbankig und dolomitisch, die oberen dünnbankiger und kalkig, doch greifen beide Fazies ineinander. Kennzeichnend sind in den südlichen Judikarien bituminöse Kalkschiefer mit Pflanzen und Fischschuppen. Fossilien sind hier häufiger als im Norden. Stratigraphisch wichtig sind Megalodonten, *Worthenia solitaria, Gervilleia exilis* und *Gyroporella vesiculifera.*

Die rhätische Stufe besteht in der Lombardei und den südlichen Judikarien unten aus Plattenkalken, höher aus dunklen Mergeln mit typischer „Kössener" *contorta*-Fauna, dann aus „Lithodendronkalken" mit *Terebratula gregaria* und schließlich aus hellen Kalken mit *Conchodus dolomiticus (Lycodus cor).* In der Etschbucht liegen die *contorta*-Mergel oft mit einer Erosionsdiskordanz auf dem Norikum. In den Dolomiten fehlt Rhät ganz; der Jura liegt direkt auf Dachsteinkalk, mit bohnerzhaltigen Konglomeraten beginnend.

Italien. Östlich vom alten korsardinischen Massiv ist die Entwicklung im Apennin recht ähnlich.

Die scythische Stufe fehlt oft; soweit vorhanden (Apua, Sizilien), besteht sie aus bunten Sandsteinen und Mergeln (Cervino).

Die anisische und ladinische Stufe sind durch fossilarme Kalke, Crinoidenkalke und Kalksandsteine vertreten, die oben oft in Dolomite übergehen. Im Mittelapennin ist die ganze tiefere Trias lückenhaft oder fehlt ganz (Basilicata).

Die karnische Stufe besteht im Nordapennin aus mächtigen Schiefern und Sandsteinen mit Linsen von Marmor und serizitreichem Kalk (Cipollin). Im Mittelapennin und im Süden herrschen Mergel und Kalke mit massenhaften Halobien, Posidonien und *Daonella styriaca.* Die begleitenden Ammoniten zeigen, daß diese Fazies ins Nor hinaufreicht. Am Monte Gargano treten Eruptivgesteine auf.

In Sizilien transgrediert die karnische Stufe mit einer Grundbreccie und besteht aus „flysch"-ähnlichen, schieferigen Gesteinen mit Halobien und Ammoniten. Diese Fazies hat weite Verbreitung; sie wurde früher mit dem alttertiären Flysch verwechselt.

Die norische Stufe ist im Nordapennin schwer vom Liegenden zu trennen; weiter im Süden liegen im oberen Teil Diploporenkalke und mächtige Dolomite.

Die rhätische Stufe ist kalkig und meist undeutlich abgegrenzt.

Karpathen und Ungarn. Östlich der Alpen zeigt die Trias des Bakonyer Waldes (Plattensee) alle typischen Glieder des alpinen Gebietes in klassischer Ausbildung. Die Möglichkeit, eine weitgehende zonare Gliederung durchzuführen, beruht auf der Seltenheit ungeschichteter Riffkalke und auf dem Fossilreichtum der geschichteten Kalke und Mergel.

In den nördlichen Karpathen ist eine Mischung alpiner und germanischer Fazies bekannt. Die scythische Stufe ist durch fossilarme Sandsteine mit Dolomitbänkchen und Melaphyrdecken vertreten. Darüber folgen mächtige Kalke und Dolomite, deren anisischer Anteil viele germanische Wellenkalkformen enthält; das Ladin hat alpinen Charakter und darüber folgen karnische Schichten vom Habitus der Lunzer Sandsteine. Die norische Stufe wird dagegen von bunten Sandsteinen und Schiefern mit Dolomitbänkchen gebildet (Keuperfazies). In der sogenannten hochtatrischen Entwicklung ist nur diese Abteilung bekannt. Das Rhät ist teils pflanzenführend, teils kalkig-marin. ANDRUSSOW betont neuerdings die alpinen Beziehungen der westkarpathischen Trias und sieht in der hochtatrischen Zone eine Barre zwischen alpinem und germanischem Meer; eine Verbindung sei höchstens über die Ostkarpathen vorhanden gewesen. Diese Verhältnisse bedürfen noch der Klärung.

In den Ostkarpathen, in der Bukowina, in Siebenbürgen und im Banat herrscht eine besondere „ostkarpathische" (UHLIG) Fazies: die Untertrias ist sandig, in der Mitteltrias liegen Ablagerungen tieferen Wassers, d. h. rote Cephalopodenkalke und Radiolarienschiefer mit Jaspisbänken; die Obertrias entspricht einer Regression.

Ostbalkan. In der Dobrudscha beginnt die Trias mit Sandsteinen und dunklen Mergeln, welche eine Werfener Fauna enthalten. Die Mitteltrias (Anis-Karinth) ist kalkig und zum Teil in Hallstätter Fazies mit Ammoniten entwickelt, mit gelegentlichen Anklängen an den germanischen Muschelkalk. Auch im östlichen Balkangebirge treten Gesteine vom Typus des Röt (mit *Myophoria laevigata*) und des Wellenkalkes auf. Dagegen besitzt das westliche Balkangebirge eine „alpine" Kalkfazies, so daß man in diesem Randgebiet (WILSER) eine Verzahnung beider Ausbildungen annehmen muß. Die Obertrias ist in der Dobrudscha höchstens durch fossilleere Dolomite und Sandsteine mit Pflanzen (Rhät) vertreten, entspricht also einer Regression. Dagegen scheint im westlichen Balkangebirge eine rhätische Transgression vorhanden zu sein (Megalodontenkalke).

Westbalkan. In Dalmatien, Bosnien, Herzegowina und Albanien liegt die Fortsetzung der südalpinen Trias. Der allgemeine Charakter ist ähnlich, nur hat man den Eindruck einer stärkeren Differenzierung des Beckens. Die scythische Stufe besteht zwar noch vorwiegend aus Sandsteinen, in der Herzegowina liegen aber schon unten zahlreiche Kalkbänke mit *Pseudomonotis clarai,* während den oberen Campiler Schichten bunte Kalke mit einer in Europa einzigartigen Mischung europäischer und asiatischer Cephalopoden (Kćira-Fauna) eingeschaltet sind; in dem innerdinarischen Trog Ostbosniens tritt dagegen eine mächtige Folge von Schiefern und Radiolarienhornsteinen

mit basischen Ergußgesteinen und Tuffen (Ophiolithen) auf, die nach PILGER und GANSS im obersten Perm beginnt und bis zur Obertrias reichen kann. In der anisischen Stufe haben neben dieser Entwicklung dunkle Schiefer und rote Cephalopodenkalke (Han Bulog, Haliluci) eine große Verbreitung und setzen auch ins Ladin fort. Die Hallstätter Fazies gewinnt hier also regionale Bedeutung. Im Ladin sind Eruptivgesteine (Noritporphyrit), Tuffe und Tuffsandsteine, welche mit Kalken und Hornsteinschichten wechsellagern, besonders häufig. Im Karinth werden die Tuffe seltener, die Hornsteine häufiger; sein oberer Teil wird meist wieder von roten Cephalopodenkalken mit Halobienbänken *(Daonella, Halobia, Monotis)* gebildet. Im Nor herrschen dagegen Korallenkalke und -dolomite, die sich, wie in Sizilien, mit Plattenkalken mit *Halobia norica* und *Daonella styriaca* verzahnen. Gebankte helle Kalke mit dünnen Schieferlagen vertreten das Rhät. Neben dieser Ausbildung ist aber auch eine sandig-schieferige flyschartige Fazies vorhanden.

Die dalmatinische Fazies setzt im Südosten in der Olonos-Zone Griechenlands und auf den Jonischen Inseln fort. Kennzeichnend sind wieder Plattenkalke mit roten Hornsteinen (Jaspis) und karnisch-norische Daonellenkalke. Neben dieser bathyalen Fazies sind auch Diploporendolomite und ladinische Eruptiva (Attika) bekannt. Dagegen herrschen im Osten (Argolis, Hydra) Hallstätter Cephalopodenkalke vor, die nach RENZ zum Teil eine vollständige Zonenfolge vom Oberanis bis zum Karinth bilden; in letzterem liegen Ammoniten-Breccien mit massenhaften *Lobites ellipticus*. Höher folgt auf Euböa die Dachsteinkalk-Fazies mit Korallen und Megalodonten. Von der Südspitze Messeniens setzt die Trias nach Chios, Kos und Kreta fort.

b) Das eurasiatische Grenzgebiet

Zwischen dem Balkangebirge und den Jonischen Inseln lag ein Gebiet mit lückenhafter Trias, also ähnlich wie in den Zentralalpen; nördlich und südlich davon setzte das Meer nach Vorderasien fort.

In Bithynien (Ismid) liegen auf Verrucano sandige, oben kalkige Werfener Schichten, anisische Crinoidenkalke und Mergel mit europäisch-asiatischer Mischfauna und ladinisch-unterkarnische Cephalopodenkalke. In Mysien (Balia Maden) besteht ein Litoralsaum mit grobklastischem Nor diskordant auf Oberkarbon. Die Fauna trägt lokales Gepräge. Höhere Trias ist selten, nur im Kilikischen Taurus treten Megalodon-Kalke auf. Kleinasien war in der Trias ein Inselgebiet mit stark wechselnder Verteilung von Land und Meer.

Die eigentliche Geosynklinale zieht nach Hocharmenien, wo bei Djulfa Scyth mit *Pseudomonotis clarai, Xenodiscus,* höher mit *Meekoceras* und *Hedenstroemia* konkordant auf marinem Perm liegt. Die höhere Trias besteht aus mächtigen fossilarmen Kalken und Zellendolomiten.

Im Süden greift ein flaches, epikontinentales Randmeer auf den Saum Gondwanas über. So liegt sandig-kalkiges, lagunäres Karinth am Toten Meer und in Ostarabien. Eine tiefe, flache Ausstülpung des Mittelmeeres reicht bis Madagaskar, wo Sandsteine mit *Myophoria,* höher Tone mit Ammoniten *(Hedenstroemia,* höher *Cladiscites* und *Joannites)* bekannt sind. Im Persischen Golf treten Flachwasserbildungen der Mittel- und Obertrias mit kleinwüchsigen Ammoniten auf.

Der nördliche Grenzbezirk der Tethys liegt in der Krim, im Kaukasus und in den astrachanischen Steppen; auch hier lag gelegentlich ein abgeschlossenes Sonderbecken vor (WILSER).

Am weitesten verbreitet ist die scythische Stufe, welche in der Krim aus Sandsteinen mit *Voltzia* und *Pseudomonotis*, im nördlichen Kaukasus und am Kaspi aus Konglomeraten, Sandsteinen und Kalken mit *Meekoceras*, *Flemingites*, *Tirolites* und anderen besteht. Im Norden reicht die marine Fazies bis ins untere Wolga-Gebiet (Bogdo), im Osten bis in die Buchara (Darwas).

Die höheren Stufen sind seltener. In der Krim sind dunkle fossilarme Schiefer bekannt, welche oben *Pseudomonotis ochotica*, eine Leitform der arktisch-ostasiatischen Obertrias enthalten. Im Kaukasus herrschen auch Tonschiefer und graue Kalke der Mitteltrias, während höher rötliche Kalke mit *Pseudomonotis caucasica*, Megalodontenkalke (norisch) und fossilreiche Rhätkalke mit *Avicula contorta* erscheinen. Weiter im Norden, im Donezbecken, Uralvorland und Ural sind nur terrestrische Triasschichten bekannt, die teils der Untertrias (Wetluga-Serie), teils dem Rhät angehören; im Donezbecken erinnert dieses an Nordeuropa (Schonen); im Ural bildet es kleine Sonderbecken mit Braunkohle.

c) Die Tethys in Asien

Die Trias von Armenien (s. oben) steht der himalayischen Entwicklung näher als der europäischen; wo die Verbindung stattfand, ist noch unklar, da in Afghanistan und im Pamir nur lückenhafte Funde von höherer Trias vorliegen, die dem Nordsaum der Tethys angehören dürften.

Im Himalaya bildet die Trias dagegen eine 1000 bis 2000 m mächtige und vollständige Serie. Die typischen Profile (Kaschmir, Spiti, Byans) weisen zwar erhebliche Unterschiede auf, aber die Differenzierung ist schwächer als in den Alpen. Der „Hallstätter" Typus geringmächtiger roter Ammonitenkalke ist in der tibetanischen Grenzregion (Klippen von Malla Johar) bekannt.

Der Übergang Perm–Trias ist kontinuierlich. Die konkordant auf den Productusschichten liegenden Schiefer mit *Otoceras woodwardi* und *Ophiceras* (s. S. 337) werden zum Teil schon zur Trias gestellt. Dagegen spricht das Vorkommen zusammen mit paläozoischen Ammoniten und Korallen bei Djulfa, dafür das Fehlen paläozoischer Brachiopoden. Höher folgen Mergel mit *Meekoceras*, dann Kalke mit *Hedenstroemia*, oben mit *Sibirites*. Diese Ammoniten sind in Europa nur vom Balkan bekannt, dagegen haben die Zweischaler der unteren Himalaya-Trias einen ausgesprochen europäischen Einschlag; von einer vollständigen Abtrennung kann also keine Rede sein. Die Untertrias reicht im Norden bis in das Semenow-Gebirge Tibets.

Die anisische Stufe (30 bis 280 m) besteht aus Kalken, in denen man eine untere Zone mit *Rhynchonella griesbachi*, eine mittlere mit *Spiriferina stracheyi* und endemischen Ammoniten *(Durgaites)* und eine obere mit *Ptychites rugifer* und *Ceratites trinodosus* unterscheidet. Oben sind viele europäische Elemente vorhanden.

Das Ladin ist tonig oder kalkig; neben *Daonella (lommeli, indica)* und Wengener Ammoniten treten einheimische Formen mit einfacher Lobenlinie auf.

Die karnische Stufe ist bei Spiti schieferig und mächtig, im Osten kalkig und reduziert. Unten liegen graue Schiefer mit *Halobia comata*, darüber Brachiopodenkalke, Schichten mit *Tropites subbullatus* und dolomitische Kalke mit *Daonella styriaca*. Auch hier sind europäische Elemente häufig.

Die norische Stufe wird 1000 m mächtig. Die untere Abteilung ist im Westen kalkig und schließt mit Quarziten ab. Sie enthält eine reiche Fauna mit *Halorites*, *Juvavites*,

Tibetites, höher Korallenkalke mit *Spiriferina griesbachi* und Kalke mit *Monotis salinaria.* Bei Byans im Osten ist die Folge schieferig; endemische Ammoniten verleihen ihr ein Lokalkolorit. Die obere Abteilung besteht aus Megalodontenkalken, die schwer gegen den Jura abzugrenzen sind.

Südwestlich vom Himalaya besteht im Salt Range ein epikontinentales Becken mit Sonderfazies.

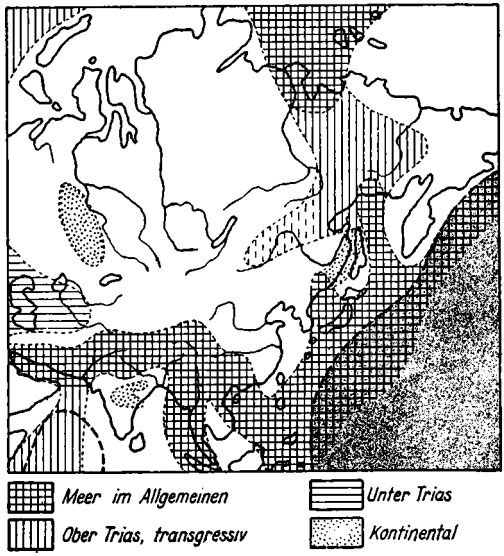


Abb. 140. Die Trias in Asien.

Ohne Diskordanz liegen über Productuskalk fossilleere Sandsteine und Tone mit Gips (*Otoceras*-Zone?), dann scythische Ceratitenschichten. NOETLING unterscheidet darin vier durch Ammoniten belegte Zonen; die Gattungen sind die gleichen wie im Himalaya, die Arten sind andere und fallen durch die Größe auf. Die Zweischaler haben europäischen Charakter. Das Auftreten von *Ceratodus* und Stegocephalen deutet auf die Nähe des Gondwana-Ufers hin. Die hangenden Dolomite und Sandsteine sind fossilleer.

Die Fortsetzung der Himalaya-Trias liegt in Burma, Südchina und Indochina, von wo das Meer nach Nordosten über ein südchinesisches Land etappenweise übergreift.

In Yünnan und Kwei-Tschou beginnt die Trias über abradiertem Grundgebirge mit pflanzenführenden Sandsteinen. Höher liegt eine Wechsellagerung sandig-mergeliger Schichten mit grobklastischen, sublitoralen Bildungen, pflanzenführenden Schiefern und Kohlen. In den marinen Schichten treten Gyroporellenkalke mit Gastropoden des europäischen Ladin, mit *Myophoria elegans, Myophoria laevigata* und *Encrinus liliiformis* auf; in Kwei-Tschou sind sogar Gesteine vom Habitus des dunklen Wellenkalkes mit *Beneckeia* und *Myophoria costata* gefunden worden. Diese Entwicklung reicht bis in das Unterkarinth; im Oberkarinth setzt eine Vertiefung ein; Mergel mit *Trachyceras* und *Halobia comata* unten und mit *Paratibetites* oben schließen im Hangenden wieder mit kohleführendem Sandstein, d. h. kontinentalem Rhät ab.

Diesem Binnenbecken Südchinas steht in Annam eine rein marine Fazies gegenüber. Die Auflagerung ist allerdings auch transgressiv, und die scythische Stufe besteht aus grobklastischen Sedimenten (600 m) mit spärlichen Muscheln und Ammoniten. Die Mitteltrias bilden Kalke und Mergel mit sandigen Zwischenlagen. Die Fauna trägt einen Spezialcharakter, enthält aber *Ceratites trinodosus* (Anis) und höher *Protrachyceras* (Ladin). Die hangenden Myophorien-Schichten enthalten Muscheln der Cassianer und Raibler Stufen. Das höhere Karinth ist sandig mit spezifischen himalayischen Muscheln und seltenen Ammoniten. Die norische Stufe ist nicht sicher belegt. Das Rhät liegt oft diskordant auf älterer Trias und besteht entweder aus flözführenden limnischen Schichten oder aus Flachwasserbildungen der Napeng-Schichten mit marinen Muscheln *(Avicula contorta!)*.

Während der südchinesische Meeresarm bei Tonkin den Pazifik erreicht und nach Japan weiterzieht (s. unten), setzt die Trias von Burma über Malakka nach dem Ostindischen Archipel fort; beide Arme sind wie im Perm durch das Massiv von Kambodscha getrennt. Häufig beginnt die Trias diskordant mit der karnischen oder sogar norischen Stufe. Nur auf Malakka liegt Untertrias als Sandstein mit Radiolarienhornstein und Vulkaniten vor, und auf Sumatra und Timor scheint eine vollständigere Trias konkordant auf Perm zu lagern und hat an letztem Ort eine ungeheure Fülle von Fossilien geliefert.

Auf Timor zeigt die scythische Stufe nach WELTER eine ähnliche Gliederung wie im Himalaya und besteht aus Cephalopodenkalk. Das Anis ist kalkig mit Cephalopoden *(Sturia, Durgaites)* oder Brachiopoden. Im Ladin setzt eine Fazieszersplitterung ein, die sich bis zum Norikum steigert. WANNER unterscheidet fünf Typen, die sich verzahnen:

1. Bunte, oft manganreiche Cephalopodenkalke, zuweilen mit Crinoidenkalken verknüpft; diese tiefere Fazies schließt faunistisch eng an die europäischen Hallstätter Kalke an und enthält viele Leitformen derselben aus der ladinischen, karnischen und norischen Stufe.

2. Tonschiefer, Kieselkalke und Radiolarite mit *Daonella (indica), Halobia (styriaca, comata), Monotis salinaria, Pseudomonotis ochotica;* die beiden letzten treten nur hier zusammen auf. Es ist eine abyssisch-bathyale Fazies des Ladin, Karinth und Nor, die an den Westbalkan erinnert.

3. „Flyschfazies" — mächtige Konglomerate, Pflanzen-Sandsteine, Breccien, bunte Tone und Kalkschiefer; diese fossilarme Folge reicht vom Ladin bis in die norische Stufe und entspricht einer terrigen beeinflußten Randfazies der Geosynklinale.

4. Massenkalke — nur karnisch und norisch, mit Korallen (Formen der Zlambach-Schichten), Schwämmen, Echiniden, Brachiopoden, Muscheln.

5. Geschichtete, fossilarme Kalke mit Brachiopoden und Muscheln = Dachsteinkalk-Fazies. Nur in der norischen Stufe.

Die Fazieszersplitterung hört im Rhät auf, wo allgemein bituminöse Schiefer und Mergel mit Brachiopoden und seltenen Ammoniten verbreitet sind. Es handelt sich also um eine unruhige, typisch geosynklinale Entwicklung mit auffallender Annäherung an das europäisch-mediterrane Gebiet.

Die Geosynklinale setzt sich nach Neukaledonien und Neuseeland fort. Hier sind ebenfalls sowohl dunkle Schiefer einer tieferen Fazies als auch litorale klastische Sedimente mit Eruptivgesteinen bekannt. Ammoniten sind selten; häufig treten Halobien auf und vielfach europäische Brachiopoden. Man kann anisische, karnische und norische Äquivalente erkennen. Trotz einer gewissen Sonderstellung sind aber die Beziehungen zur himalayischen Provinz unverkennbar.

Der andere Ast der Tethys setzt von Tonkin (s. oben) nach Japan und nach dem Ussuri-Gebiet fort, wo aber provinzielle Eigentümlichkeiten und eine flachere Fazies vorliegen. In Japan ist die Untertrias zwar eng mit dem unterlagernden Perm verknüpft,

beginnt aber oft mit einem Basalkonglomerat. Die scythische Stufe ist sandig-tonig, die anisische tonig-kalkig; letztere führt viele Ammoniten von örtlichem Charakter. Während diese tiefere Trias (Inai-Serie) ziemlich weit verbreitet ist, ist die ladinische Zohoin-Serie (Sandstein und Schiefer mit *Daonella* und Ammoniten) nur von wenigen Stellen bekannt. Nach einer ausgesprochenen Diskordanz folgen karnisch-norische Schichten, die im Westen limnisch-paralisch (Mine-Serie), in der Mitte neritisch (Kochigatani-Serie mit *Pseudomonotis ochotica* und anderen), im Osten bathyal (Togano-Serie mit Hornsteinen) ausgebildet ist. Das Vorkommen von Rhät ist strittig; die pflanzenführenden Nariwa-Schichten stellt KOBAYASHI trotz rhäto-liasischem Habitus ins Nor.

Im Ussuri-Gebiet (Wladiwostok) beginnt die Trias mit Konglomeraten. Höher folgt ein scythischer Sandstein mit *Proptychites, Meekoceras, Dinarites, Ophiceras* und einer reichen Muschelfauna von europäischem Charakter. Beziehungen zum europäischen und himalayischen Gebiet sind also vorhanden, aber es fehlen boreale Einschläge. Stellenweise finden sich Pflanzenreste *(Pleuromeia, Schizoneura).* Höher folgen Tonmergel mit anisischer Fauna und zahlreichen Eruptivgesteinen. Darüber liegen Arkosen und Kohlenlager mit *Podozamites* und *Taeniopteris* und mit marinen Zwischenlagen von borealem Gepräge *(Pseudomonotis ochotica).* Diese norische Transgression ist auch am Ochotsk-Meer sichtbar, wo Schiefer mit *Pseudomonotis ochotica* auf Scyth mit *Pseudomonotis clarai* liegen; von hier stieß das Meer bis Transbaikalien vor, wo die Konglomerate und Schiefer mit *Pseudomonotis ochotica* von terrestrischem Jura überlagert werden. Das Nor enthält oft vulkanogene Komponenten.

Die Untertrias hat also noch mediterrane Anklänge, dann erfolgt eine ladinisch-karnische Hebung und später eine norische Transgression von boreal-pazifischem Typus.

D. Der Sino-sibirische Kontinent

Zwischen der Tethys, dem pazifischen Randmeer und dem arktischen Becken lag das große Festland Angara, zu dem nun auch China gehörte; im Westen setzte es bis nach Osteuropa fort. In diesem Raume ist nur kontinentale Trias an der Basis der oberen Angara-Serie bekannt, deren Hauptteil aber jünger ist. Mit Sicherheit ist Rhät im Ural und im Kasakstan nachgewiesen *(Estherien, Todites, Cladophlebis, Phyllotheca).* Tiefere Trias ist nur im Osten sichergestellt (Ussuri-Gebiet, s. oben). Auch in China wird Rhät durch kohlenführende Pflanzenschichten an der Basis der kontinentalen mesozoischen Folge vertreten; im Gondwana-Gebiet ist die kontinentale Trias vollständiger.

E. Das arktische Becken

Faunistisch und faziell besteht hier eine Sonderentwicklung; nur in der Obertrias ist eine Verbindung mit der Tethys über den Pazifik möglich. Innerhalb des Beckens lassen sich drei Typen unterscheiden.

Spitzbergen, Bäreninsel, Ostgrönland. Die vollständigste Entwicklung zeigt Spitzbergen, wo nach FREBOLD die Folge im Osten am wenigsten Lücken besitzt und wo die karnische Stufe im Süden übergreift.

Die scythische Stufe beginnt mit sandig-kalkigen Schichten *(Myalina, Hustedia)*, welche als „Eotrias" bezeichnet werden (*?Otoceras*-Schichten). Darüber liegen fossilleere Sandsteine und Schiefer mit *Posidonomya, Anasibirites, Arctoceras* und Fischen. Sandige Lagen enthalten typische Zweischaler der Campiler Schichten der Alpen.

Das Anis erinnert faziell an den deutschen Lias. Unten liegen dunkle Schiefer mit Kalkbänken, in denen man das *Grippia-* (= Reptil-) Niveau, ein Bonebed und den unteren Saurierhorizont (*Ichthyosaurus*, Parasuchier, auch Ganoiden und Selachier) unterscheidet; darin treten auch Ammoniten *(Svalbardites, Beyrichites)* auf. Darüber liegen Mergelschiefer mit zwei Ammonitenlagen *(Gymnotoceras, Eutomoceras)* und dann Daonellen-Schiefer mit zahlreichen Ammoniten *(Ceratites, Ptychites, Monophyllites, Parapopanoceras)* und Nautiloideen. Den Abschluß bildet ein oberer Saurierhorizont.

Die ladinische Stufe fehlt; die karnische ist transgressiv und besteht aus Schiefern, die nach Westen in Sande übergehen und Muschelbreccien enthalten; es sind nach FREBOLD Litoralbildungen eines westlichen Landes. Von der Fauna seien zahlreiche Ammoniten *(Nathorstites, Clionites, Protrachyceras)* und *Halobia zitteli* genannt. Auf der Bäreninsel transgrediert eine analoge Folge über Perm; tiefere Trias fehlt dort. Nach oben geht die Folge in Sandsteine mit rhätischen Pflanzen über; die norische Stufe ist unbekannt.

In Ostgrönland treten schon in den tiefsten Lagen (Eotrias) Ammoniten auf, vor allem *Otoceras, Ophiceras, Vishnuites, Proptychites;* eine obere Abteilung enthält vorwiegend Muscheln *(Anodontophora fassaensis, Myalina)*. Die sandig-kalkige Folge enthält Konglomeratlagen, deren Zahl nach Westen zunimmt, wo also das Land lag. Die südlichen Ausläufer dieses Flachbeckens zwischen Grönland und Spitzbergen sind vielleicht in den marinen Zwischenlagen des deutschen Buntsandsteins zu suchen. Später verschwindet aber dieses Becken; denn höhere Trias fehlt in Ostgrönland ganz oder ist durch rote Mergel, Gips und Arkosen vertreten (Kap Biot-Formation nach L. KOCH), also durch Keuperfazies, die wohl auch noch das Anis umfaßt. Das Rhät besteht aus hellen Pflanzensandsteinen *(Lepidopteris*-Zone), die an Schonen erinnern und in den Lias fortsetzen *(Thaumatopteris*-Zone).

II. Nordsibirien (Olenek-Mündung, Nordsibirische Inseln, Werchojansk).

Östlich von Spitzbergen fehlt nach FREBOLD marine Trias. Vom Barents-Schelf bis zur Taimyr-Halbinsel bestand ein Land, welches die Unterschiede des europäischen und sibirischen arktischen Triasmeeres erklärt.

Die scythische Stufe ist dann an der Olenek-Mündung und auf den Neusibirischen Inseln bekannt. Die transgressiv lagernden Kalksandsteine und dunklen Schiefer enthalten eine große Anzahl von Ammoniten: *Olenekites (Dinarites circumplicati), Keyserlingites (Ceratites subrobusti)* und *Czekanowskites (Ceratites decipiens)*. Neben diesen lokalen Formen treten aber noch *Xenodiscus, Meekoceras, Hedenstroemia, Sibirites* auf, die auf Beziehungen zur Tethys hinweisen. Die anisische Stufe scheint durch ähnliche Gesteine mit spärlichen Ammoniten *(Beyrichites, Parapopanoceras)* vertreten zu sein. Die ladinische Stufe fehlt, die karnische entspricht einer großen Transgression, welche nach Süden übergreift; sie besteht aus dunklen Schiefern mit *Halobia zitteli, Daonella* und mit einer gelegentlich reichen Ammonitenfauna (Kotelni-Insel), welche *Nathorstites, Clionites, Pinacoceras, Arcestes, Cladiscites* enthält. Die provinziellen Unterschiede verschwinden also und die Transgression scheint Verbindungen nach Spitzbergen und nach der Tethys herzustellen. In hangenden Schiefern folgt die norische Fauna mit *Pseudomonotis ochotica*, welche in der östlichen Arktis und im pazifischen Gebiet universelle Verbreitung hat.

III. Amerikanische Arktis (Ellesmereland, Alaska, Britisch-Kolumbien).

In diesem Gebiet fehlt die Unter- und Mitteltrias, sofern sie nicht durch fossilleere

Schichten vertreten ist. Dagegen ist die karnische Transgression deutlich. Während auf Ellesmereland (Heureka-Land) nur karnische Schiefer mit *Halobia zitteli* bekannt sind, tritt in Alaska eine bis 1000 m mächtige Kalkformation mit *Halobia superba* (karnisch) und darüber eine etwa 500 m mächtige Schieferabteilung mit *Pseudomonotis subcircularis* (Varietät der *Pseudomonotis ochotica)* auf. Diese norische Folge enthält vulkanisches Material und Kalke mit Zlambach-Korallen. Dieser Golf des arktischen Meeres griff nach Süden bis Britisch-Kolumbien vor, wo mächtige vulkanische Einschaltungen vorkommen (Nicola-Formation). Rhät ist in dem ganzen Bereich unbekannt.

Die drei Hauptsektoren der arktischen Trias sind demnach zu Beginn der Epoche recht verschieden; erst die karnisch-norische Transgression bringt eine Angleichung hervor.

F. Die Neue Welt (Andines Reich)

Marine Trias findet sich an der pazifischen Küste Nordamerikas, ferner in Mexiko, Kolumbien, Peru und Chile.

Die Untertrias ist in Nordamerika in der Verbreitung beschränkt (Idaho, Nevada, Kalifornien). Sie liegt stellenweise konkordant auf Perm, ist aber im basalen Teil meist fossilleer. In den Schiefern und Kalken wurden gelegentlich drei Horizonte unterschieden: Unten liegen die *Meekoceras*-beds mit vielen himalayischen Formen; höher folgt eine Zone mit *Tirolites*, welche Beziehungen zu den europäischen Campiler Schichten hat; oben liegen die *Columbites*-Schichten mit Lokalcharakter *(Columbites* tritt allerdings auch in Albanien auf).

Der anisischen Stufe gehören Schiefer und Kalke mit *Hungarites yatesi, Parapopanoceras* und *Ptychites* an, dem Oberanis der transgressiv lagernde Humboldt-Kalk von Nevada mit 21 Arten (vorwiegend Ammoniten), welche mit europäischen Anis-Arten identisch sind.

Die ladinische Stufe ist weniger gesichert; in Kalifornien können Konglomerate und Schiefer mit *Protrachyceras* und *Halobia rugosa* dazu gehören. Dagegen ist die karnische Stufe oft fossilreich (Hosselkus-Kalk); neben *Halobia superba* führt sie viele Ammoniten der mediterranen Trias Europas. Der Kalk führt oben Zlambach-Korallen, ist also zum Teil wohl norisch; anderwärts ist das Nor durch Mergel mit *Pseudomonotis subcircularis* vertreten. Vom Rhät sind nur Pflanzenschiefer und Konglomerate bekannt.



Abb. 141. Die Trias in Nordamerika. Nach SCHUCHERT.

In karnischer Zeit war also die Meeresverbreitung am größten. Die faunistischen Beziehungen deuten unten nach dem Himalaya, später nach Europa, zum Schluß (Nor) nach dem borealen Gebiet. Nach DIENER bestand eine Meeresstraße zwischen der europäischen Tethys und dem Golf von Mexiko (Poseidon).

In Mexiko sind allerdings bisher nur obertriadische Schiefer, Sandsteine und vulkanische Tuffe mit *Pseudomonotis subcircularis* gefunden worden.

In Südamerika enthalten die mittleren Kordilleren von Peru, Chile und Argentinien marine Trias. Die Untertrias ist kontinental (Sandsteine und Schiefer mit *Walchia*). Weit verbreitet sind nur norische Schiefer und Kalke mit *Pseudomonotis ochotica,* stark verzierten Myophorien und spärlicheren Ammoniten. Die karnische Stufe ist nicht ganz sichergestellt; das Rhät besteht aus Pflanzensandsteinen.

Im allgemeinen ergibt sich also, daß die beiden Teile der Neuen Welt in der tieferen und Mitteltrias durch einen Meeresarm getrennt waren, welcher faunistische Beziehungen zur Tethys besaß. In karnisch-norischer Zeit wurde der Westsaum beider Kontinente von einer Transgression betroffen, welche pazifische Merkmale besitzt und zu der arkto-asiatischen Fauna Beziehung hat.

Anhangsweise sei erwähnt, daß in den Vereinigten Staaten auch kontinentale Triasablagerungen vorkommen:

1. Im Bereiche der Appalachen tritt die Newark-Serie auf. Es sind Beckenfüllungen, welche nördlich von Pennsylvanien 4000 bis 6000 m Mächtigkeit erlangen, im Süden aber dünner werden. Die Folge von Konglomeraten, bunten Sandsteinen, Letten und wenigen Kalkbänken trägt den Typus eines Trockenklimas. Fährten, seltener Fische und Reptilien, gelegentliche Anhäufungen von *Estheria* sind bekannt. Bei Richmond (Virginia) kommen schwache Kohlenflöze vor, mit einer Flora der Lunzer Schichten. Bemerkenswert sind gewaltige Ergüsse von Dolerit und Basalt, bekannt in den „Palisaden" am Hudson (New Jersey) durch die ausgezeichnete säulenförmige Absonderung. Die Newark-Serie erinnert damit an den Keuper des westmediterranen Beckens.

2. Im großen Becken zwischen Sierra Nevada und den Wasatsch-Bergen liegt eine Folge von bunten kontinentalen Schichten, welche mit der marinen Untertrias der andinen Provinz wechsellagern. Auch die Obertrias von Arizona, Utah und Neu-Mexiko besteht aus roten Sandsteinen einer ariden Fazies, die nur spärliche Pflanzen, Reste von Reptilien (Phytosaurier) und Lungenfischen enthalten. Aus der Moenkopi-Formation dieses Gebietes hat F. E. PEABODY 1948 *Chirotherium barthi* beschrieben.

G. Die terrestrische Trias der Südkontinente

Kennzeichnend ist die vorwiegend kontinentale Ausbildung und die enge Verknüpfung mit dem Perm, gegen welches keine scharfe Grenze besteht. Sehr bezeichnend ist die Ablagerung in großen schüsselförmigen Becken (Karrubecken, Paranabecken, zum Teil auch in Indien), die schon im Jungpaläozoikum angelegt werden und im Süden von den Faltenzügen der Gondwaniden umrahmt sind, also gleichsam Vorsenken einer jungpaläozoisch-triadischen Faltung darstellen, die allerdings nur aus Südafrika und Südamerika bekannt ist.

Das Profil der Permo-Trias in Südafrika (Karru-Formation) wurde schon im ersten Teil angeführt (S. 341). Als tiefere Trias werden die oberen Beaufort-Schichten angesehen, gelbe Arkosen und bunte Tone (bis 550 m). Die Wirbeltierreste lassen eine untere *Procolophon*-Zone (außerdem *Capitosaurus)* und eine obere *Cynognathus*-Zone (außerdem *Ceratodus, Coelacanthus, Hybodus, Cyclotosaurus* und andere) unterscheiden. Die Flora entspricht noch dem Liegenden; oben erscheinen *Danaeopsis, Thinnfeldia, Pterophyllum.*

Die hangende Stormbergserie (bis 2700 m) wird von unten nach oben gegliedert in:

Molteno-Sandstein und -Schiefer mit bauwürdigen Kohlen; die Flora trägt mesozoischen Charakter, enthält aber noch *Glossopteris.*

Red beds — rote Tone und helle Sandsteine, zum Teil übergreifend auf ältere Schichten. Verkieselte Baumstämme *(Dadoxylon)* und Reptilien *(Thecodontosaurus).*

Cave-Sandstein — massiger feinkörniger Sandstein mit *Semionotus,* Dinosauriern und Parasuchiern.

Drakensberg-Vulkanite. Eine bis 1300 m mächtige Folge basaltischer Decken, die aus Spaltenergüssen, seltener aus echten Vulkanen stammen. Zu der Folge gehören wohl auch die Intrusionen der Karru-Dolerite (Plagioklas-Augit-Gesteine). Das Verbreitungsareal gehört zu den größten der Erde. Ein Teil der Folge könnte schon dem Jura angehören.

Auf M a d a g a s k a r tritt eine ähnliche Folge von pflanzenführenden Sandsteinen auf; in bituminösen Lagen kommen Myophorien vor. Im Norden sind marine Lagen häufiger, d. h. hier bestand ein S. 409 erwähnter Golf der südlichen Tethys.

In V o r d e r i n d i e n gehört die mittlere Gondwana-Serie der Trias an (S. 343); vielleicht ist schon der obere kohlenreiche Teil des Damuda triadisch, da er neben *Glossopteris* auch jüngeren Pflanzen *(Voltzia*-ähnliche Coniferen) führt. Sicher triadisch sind die hangenden Panchet-Schichten, helle Sandsteine und bunte Tone mit *Mastodonsaurus, Belodon* und einer neuen Flora *(Dicroidium,* seltener *Glossopteris).* Mit den folgenden Mahadewa-Schichten (? Rhät zum Teil) beginnt das floristisch abweichende obere Gondwana, welches bis in die Kreide reicht.

In A u s t r a l i e n enthalten die obersten Teile der kohlenführenden Folge von Queensland, Viktoria und Tasmanien (s. beim Perm) triadische Floren bis einschließlich Rhät; diese obere Abteilung ist hier aber unproduktiv.

Weit verbreitet ist die kontinentale Trias in S ü d a m e r i k a, vor allem im Paraná-Becken. Über dem Perm folgen, scheinbar konkordant, aber mit erheblicher Lücke, bunte Tone und Steinmergel, die zwei marine Horizonte mit *Pachycardia, Myophoria, Gonodon* und einem Ammoniten *(Clionites)* enthalten. Der Habitus ist ausgesprochen karnisch. Diese Überflutung (von Westen?) war indessen nur von kurzer Dauer, da die folgenden mürben Rio de Rasto-Sandsteine nur Pflanzen *(Glossopteris, Taeniopteris)* und oben eine reiche Reptilienfauna enthalten, die k e i n e Beziehungen zum Beaufort Südafrikas hat, was nach GERTH aber durch ihr geringeres Alter zu erklären ist. Höher folgen fossilleere Sandsteine (Botucatu) mit Kreuzschichtung und dann mächtige Ergüsse von Melaphyren und Doleriten, die indessen gelegentlich schon früher beginnen. Es scheint sich ebenfalls um Spalteneruptionen zu handeln, deren Ausdehnung nach GERTH noch gewaltiger ist als in Südafrika.

Zwischen dem Paraná-Becken und dem früher S. 416 erwähnten marinen Bereich der Westküste ist in den pampinen Sierren und den Vor- und Ostkordilleren von Argentinien und Bolivien Obertrias mehrfach angetroffen worden. Sie beginnt mit Konglomeraten und besteht im wesentlichen aus bunten Sandsteinen und Tonen, gelegentlich mit Gips. Marine Einschaltungen von kurzer Dauer scheinen aufzutreten. Bedeutsam ist der gewaltige obertriadische Vulkanismus, wobei auch bedeutende Mengen von sauren und intermediären Tiefengesteinen von vorwiegend atlantischem Typus auftreten. Sie sind an den Bereich der jungpaläozoischen Gondwaniden geknüpft. Das Rhät, welches als pflanzenführender Sandstein und Schiefer über dem marinen andinen Bereich auftritt, ist darüber hinaus noch weit verbreitet (Argentinien, Chile, Patagonien). Für die Flora ist eine Mischung nördlicher und südlicher Elemente bezeichnend. Häufig treten Estherien auf. Erwähnt sei noch die Formacion

petrolifera Ostboliviens, eine bituminöse Folge mit Kalk und Dolomit, welche marine Gastropoden enthält, die früh- oder vorjurassisch sind.

Als allgemein kennzeichnend für die Trias Südamerikas kann eine Heraushebung in der tieferen Trias gelten, welche nach GERTH der jüngsten Faltung der Gondwaniden entspricht. Im Karinth beginnt eine Senkung, die zur Transgression des Meeres von Westen, daneben aber auch zur Bildung von kontinentalen Sedimentationsräumen führte. Der gewaltige Vulkanismus dieser Zeit steht anscheinend auch hier mit der Senkung, d. h. mit der fortschreitenden Zerspaltung Gondwanas im Zusammenhang.

3. Allgemeinbild der Triaszeit

Im allgemeinen ist die Trias noch eine Zeit der Landvorherrschaft, wenn auch die Sedimentationsräume größer sind als im Perm. Ein weit verbreiteter Rhythmus zeigt transgressive Tendenz vom Scyth bis zum Unterladin, Regression bis zum Unterkarinth, bedeutende Transgressionen bis in die unternorische Zeit mit nachfolgendem Rückzug des Meeres. Im Rhät stehen den transgressiven Tendenzen in Europa Regressionen in der Arktis, Asien und Amerika gegenüber.

Die Achse des **paläogeographischen Bildes** ist das große äquatoriale Meer, die T e t h y s , welches wie früher die nördlichen und südlichen Kontinentalkerne trennt. Indessen ist die Breite der Geosynklinale gegenüber der während des Devon-Karbon stark zurückgegangen. Besonders auffallend sind die der Tethys vorgelagerten Binnenbecken mit lagunär-terrestrischer Sedimentation und nur gelegentlichen Überflutungen: das germanische und westmediterrane Becken Europas, des südrussischen Gebietes, Südchinas, die Trias des Great Basin Nordamerikas und des Paraná-Beckens Brasiliens sind die bekanntesten Beispiele, zu denen man vielleicht auch das „äthiopische Mittelmeer" zwischen Arabien, Indien und Madagaskar rechnen kann. Die Sedimentmächtigkeit, also auch der totale Senkungsbetrag, ist in diesen Becken oft kaum weniger groß als in der Geosynklinale, aber die Fazies bleibt stets sehr flach. Infolge Abschnürung von dem Weltmeer hat sich in diesen Becken eine individuenreiche, aber artenarme Fauna entwickelt, deren Charakter sogar in weit auseinanderliegenden Becken ähnlich ist.

In der Tethys selbst besteht eine marine Folge, welche 3000 m und mehr Mächtigkeit erreichen kann. Die faunistische Entwicklung ist recht gleichartig; zwar hat man ein mediterranes und ein malaiisches Reich (DIENER) unterschieden, was sich hauptsächlich auf die Ammonitenfaunen gründet, aber die fortschreitende Erforschung zeigt, daß diese entscheidend von den Faziesverhältnissen abhängen; z. B. haben die roten Hallstätter Cephalopodenkalke von Bosnien, Himalaya, Timor und sogar Kalifornien viele gemeinsame Arten. Die Sedimente der Tethys zeichnen sich durch ungeheure Faziesdifferenzierung aus; keineswegs ist der Begriff der Geosynklinale mit dem einer Tiefsee identisch. Als bathyal-abyssische Bildungen können die Radiolarienhornsteine und Daonellenkalke des Balkans und der Molukken, vielleicht auch die Cephalopodenkalke der Hallstätter Fazies gelten. Die Riffkalke der Alpen sind gewiß keine Tiefseebildungen; noch weniger die Lunzer Sandsteine und der „Flysch" der Molukken. Mit DEECKE kann man sich die Tethys am besten als inselreiches Meer mit sehr wechselnden Bodenverhältnissen, ähnlich der heutigen Sunda-See oder den Küsten Neuguineas vorstellen. Kennzeichnend sind die häufigen Einschaltungen von basischen

Stufen	Wichtigste Fauna Eingeklammert die vertikal weiter verbreiteten Gattungen	Unterstufen	Ostalpine Faziesbezeichnungen						Germanische Fazies Die genauen Grenzen stehen nicht fest
Rhätische Stufe	*Avicula contorta, Protocardium rhaeticum, Gervilleia inflata, Thamnastraea, Thecosmilia, Choristoc. marshi*		Kössener Schichten			Starhemberg-Schichten			Rhät
Norische Stufe (Nor)	*Pinacoceras metternichi, Halorites; Monotis salinaria, Halobia rugosa, Daonella styriaca, Megalodon, Gervilleia exilis; Worthenia solitaria; Halorella*	Nor im engeren Sinne Tuval	Zlambach-Schichten	Dachstein-Kalk		Plattenkalk Hauptdolomit	Dachsteindolomit		Steinmergel- Keuper
Karnische Stufe = Raibler Schichten (Karinth)	*Carnites, Celtites, Juvavites, (Cladiscites) (Lobites); Halobia rugosa, Gonodon mellingi*	Torer-Schichten *Tropites subbullatus, Ostrea mont. c.* Jul. – *Trachyceras aonoides, Joannites joan. austr., Myoph. kefersteini, Cardita gümbeli*				Opponitzer Kalk Lunzer Sandstein Rheingraben-Schichten			Schilfsandstein Gipskeuper
Ladinische Stufe (Ladin)	*Protrachyceras (Trachyceras), (Ptychites), (Arcestes), Arpadites, (Dinarites)*	Pachycardien-Tuff Cordevol-Cassianer Schichten *Trachyceras aon, Lobites pisum, Koninckina leonhardi, Cassianella* Langobard-Wengener Schichten *Protrachyceras archelaus, Daonella lommeli, Posid. wengensis*	Ramsau-Dolomit	Wetterstein-Kalk	Partnach-Schichten	Arlberg-Schichten Reiflinger Kalke	Schlern-Dolomit Marmolata-Kalk	Esino-Kalk	Lettenkohle Oberer Muschelkalk Ceratitenschichten Trochitenkalk
		Fassan-Buchenstein-Schichten *Protrach. reitzi, Daonella taramellii*					Mendola-Dolomit		Mittlerer Muschelkalk
	Ceratites, Balatonites, Acrochordiceras, (Ptychites)	Illyr – *Ceratites trinodosus, Sturia sansovinii* Pelson-Recoaro-Stufe *Rhynchon. decurtata, Spirif. fragilis, Spirig. trigonella* Hydasp-*Dadocr. gracilis, Natica staniensis*	Bündner Kalkmergel Reichenhaller Schichten			Guttensteiner Kalk			Unterer Muschelkalk
Scythische Stufe = Werfener Schichten	*Tirolites, Meekoceras, (Dinarites), Hedenstroemia*	Campiler Sch. *Naticella costata* Seiser Schichten *Pseudomonotis clarai*							Röt Mittl. Bunts. Unt. Bunts.
		Otoceras-Schichten (Asien), *Bellerophon*-Kalk							Zechstein

Effusivgesteinen und Intrusivmassen. Diese Gesteine (Ophite) sind auch im westmediterranen Becken und in Amerika bekannt und tragen meist initialen Charakter. Die Fazies gleicht damit dem Mitteldevon (Rheinisches Gebirge) und Ordovizium (England) älterer Geosynklinalen.

In äquatorialer Richtung reichte die Tethys mit gelegentlichen Unterbrechungen vom Apennin über die Ostalpen, Balkan, Kleinasien, Persien nach dem Himalaya und weiter über Birma, Malakka, Insulinde wohl bis Neuseeland. Daß der Pazifische Ozean damals schon bestand, machen die Beziehungen zwischen der neuseeländischen und westamerikanischen Trias wahrscheinlich. Weniger sicher ist die Fortsetzung von Europa nach Westen; immerhin fehlen Beziehungen zwischen der Tethys und Nordamerika nicht, so daß die Annahme eines verbindenden Meeres (Poseidon nach DIENER und SCHUCHERT) einige Wahrscheinlichkeit besitzt.

Nördlich von der Tethys lagen große Festländer, auf denen höchstens kontinentallagunäre Bildungen auftreten; in der Alten Welt waren nun Fennosarmatia und Angaraland verschmolzen, in der Neuen bildete Nordamerika einen kleineren, ähnlichen Festlandskern. Das arktische Flachmeer, welches diese Länder umsäumte, hat eine Sonderentwicklung, dessen gelegentliche Beziehungen zur Tethys wohl über den Pazifik gingen (obertriadische *Pseudomonotis ochotica = subcircularis*-Fauna, die mehr pazifisch als arktisch ist). Zwischen Amerika und Europa hat höchstens in der Untertrias eine Abzweigung des Poseidon bis in die Arktis gereicht. Für das arktische Becken sind lokale Differenzen in der Untertrias, fehlendes Ladin, die karnische Transgression und rhätische Regression bezeichnend.

Auf der Südhalbkugel sind mit Ausnahme des westlichen Südamerikas und angrenzender Pazifikteile nur Landablagerungen bekannt, welche überall ähnlich sind. Die Existenz eines zusammenhängenden Landgebietes ist aber fraglich. Die Zerlegung Gondwanas hat in der Trias jedenfalls beträchtliche Fortschritte gemacht.

In diesem Zusammenhang ist die ungeheure „Flut" vulkanischer Gesteine zu betonen, welche in Südamerika und Südafrika einen einzigartigen Umfang erreicht. Das Alter der analogen „Trappe" Sibiriens steht nicht fest.

Zu den **tektogenetischen Verhältnissen** der Trias übergehend sei festgestellt, daß die häufige Bezeichnung der Trias als ruhige (anorogenetische) Periode doch einer beträchtlichen Einschränkung bedarf. Drei Phasen verstärkter Bewegung sind jedenfalls nachzuweisen.

Die pfälzische Phase zwischen Oberperm und Untertrias wird meist als Ausklang der variscischen Gebirgsbildung betrachtet. Sie ist aufgestellt worden im Saar-Nahe-Gebiet auf Grund diskordanter Auflagerung von Buntsandstein auf Oberrotliegendem. Andeutungen finden sich auch sonst außerhalb der Tethys in den Nordkontinenten und in der Arktis.

In ladinisch-karnischer Zeit hat eine vielfach unterschätzte Bewegung stattgefunden, welche in der Tethys und ihren Randgebieten weite Verbreitung hat. KOSSMAT hat ihre Bedeutung in den Südalpen nachgewiesen; sehr scharf ausgeprägt ist sie im nördlichen Kaukasus, wo der Name Laba-Phase (nach dem gleichnamigen Fluß) vorgeschlagen wurde. Wenn auch intensivere Störungen selten sind, so muß doch auf die häufige Heraushebung am Ende des Ladin, auf den weit verbreiteten ladinischen Vulkanismus und auf die Seichtwasserfazies des transgredierenden Karnikums hingewiesen werden. Diese Merkmale gelten auch für die Arktis. Große Intensität erreicht diese tektonische Phase in Japan (Akiyoshi-Phase KOBAYASHI's) und Hinterindien.

Die altkimmerische Phase hat ihre Hauptverbreitung außerhalb der eigentlichen Tethys. Sie fällt in die Zeit zwischen Nor und Lias. In Europa ist sie schwach (Westmediterran-Becken, Südrand Skandinaviens, Ural, Donez-Becken). Die Hauptintensität hatte sie im Osten Asiens, wo die Trennung von der Laba-Phase aber nicht immer sicher ist. In Nordamerika kann die „Palisade-Disturbance" über dem Newark-System hierher gerechnet werden.

In den Südkontinenten dürfte die Hauptfaltung der Kapiden Südafrikas der Trias angehören. Drei etwas heterogene Bogenstücke sind bekannt: die Natalfalten im Osten, die Kapfalten im Süden und die mit diesen geschaarten Zederberg-Falten im Südwesten. Es handelt sich um schwache Falten und Schuppen, deren Bewegung gegen das Karru-Becken im Norden gerichtet ist und in diesem ausklingt; das Karru-Becken bildet also eine Art Vorsenke. Die erste Phase ist permisch (vor Dwyka-Zeit); die zweite, stärkste, ist durch diskordante Auflagerung des Cave-Sandsteins auf steilgestelltes Perm belegt und ist mithin vorrhätisch; die dritte, sehr schwache, fand nach der Unterkreide statt.

In Südamerika liefern die Sierren der Provinz Buenos Aires Anzeichen einer OSO streichenden, nach Norden, gegen die Brasilianische Masse gerichteten Faltung, die mit Schuppenbau verknüpft ist. Die vermutete Einlenkung nach Norden am Rande der Kordilleren wird neuerdings bestritten (KEIDEL). Das Paraná-Becken bildete eine Art Vorsenke. Neben älteren Phasen bestehen nach GERTH nachpermische, aber vorkarnische Bewegungen; eine gewisse Analogie zu Südafrika ist also vorhanden. DU TOIT glaubt diesen Gürtel nach Ostaustralien verlängern zu können.

Die **klimatischen Verhältnisse** waren in der Trias ausgeglichener als früher: Glazialbildungen fehlen, und Anzeichen für ein kaltes Klima sind unbekannt, auch das sogenannte arktische Becken zeigt keine kalten Klimazeugen. Im Bereich der permischen Vereisung der Südkontinente zeugen die Faziesdokumente jedenfalls für ein wärmeres Klima.

Dagegen ist eine Sonderung in aride und humide Gebiete deutlich erkennbar, wenn auch diese Gebiete im Laufe der Trias sich verschieben. So ist ein Trockengürtel in Europa (Osteuropa, germanisches und westmediterranes Becken) sichtbar, der anscheinend nach Nordamerika weiterzieht (Newark-System, Great Basin). Dagegen deuten die Kohlenflöze der Alpen (Lunzer Schichten) und auch die Kohlen am Nordsaum der Tethys in Asien (vor allem China) eher auf einen äquatorialen Feuchtgürtel hin. Spuren eines südlichen Trockengürtels haben vielleicht das nördliche Südamerika (rote Serien) und Zentralafrika. Südlich davon könnten die Kohlen Südamerikas, der Stormberg-Serie Südafrikas und des mittleren Gondwana Indiens einem gemäßigten südlichen Feuchtgürtel angehören.

Die große Homogenität der Faunen, das wärmere Klima, die verhältnismäßig geringe Ausdehnung der Meere, die Umbildung der Tethys zu einer typischen Geosynklinale mit flachen Nebenmeeren, die fortschreitende Zerlegung von Gondwana mit gewaltigen begleitenden Eruptionen sind die wichtigsten Merkmale der Trias.

XIV. SCHRIFTTUM TRIAS

AHLBURG, J., Die Trias im südlichen Oberschlesien. — Abh. Preuß. Geol. L.-A., 50, 1906.
ALBERTI, F. v., Überblick über die Trias. 1864.
ARTHABER, G. v., Die Cephalopodenfauna der Reiflinger Kalke. — Beitr. z. Geol. u. Pal. Österr.-Ung. u. d. Orients, 10, 1896.
–, Die Trias von Bithynien. — Daselbst, 27, 1914.
–, Untere Trias von Albanien. — Daselbst, 24, 1911.
ASSMANN, P., Revision der Fauna der oberschlesischen Trias. — Abh. Preuß. Geol. L.-A., 170, 1937 und ältere Arbeiten in Jahrb. Preuß. L.-A., 36, 44, 46.
Balaton-See, Resultate der wissenschaftlichen Erforschung, 1. Teil, Anhang: Paläontologie. 4 Bände, Wien 1911–12. — Zahlreiche Arbeiten zur Trias des Bakonyer Waldes.
BENECKE, E., Über die Trias in Elsaß-Lothringen. — Abh. geol. Spezialk. v. Els.-Lothr., 1877.
BERNDT, H., Trias und Jura des Ostbalkans. — Verh. Ak. Wiss. Leipzig, 86, 1934.
BIESE, W., Crinoidea triadica. — Fossil. catalogus, 66, 1934.
BITTNER, A., Lamellibranchiaten der alpinen Trias. — Abh. Geol. Reichsanst. Wien, 18, 1895 bis 1907.
BÖSE, E., Die Faziesbezirke der alpinen Trias. — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 1898.
BROILI, F., Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp. — Paläontogr., 50 (1904) und 54 (1907).
BUBNOFF, S. v., Die ladinische Fauna von Forno. — Verh. nat.-med. V. Heidelberg, 40, 1921.
–, Oberperm und Trias der russischen Tafel. — Geol. Rundsch. 31, H. 7/8, 1940.
DEECKE, W., Der paläogeographische Charakter des germanischen Muschelkalkmeeres. — Verh. Nat. Ges. Basel, 33, 1922.
–, Pisces triadici. — Fossil. catalogus, I, 33, 1926.
DIENER, C., Triadische Cephalopoden der ostsibirischen Küstenprovinz. — Mém. com. géol. St. Petersburg, 16, 3, 1895.
–, Himalayan fossils in Paläontol. indica, XV, 2, 1895, XV, 5, 1906; 1907; 1908; 6, 1909; N. Ser. 5, 1913.
–, Die triadische Cephalopodenfauna der Schiechling-Höhe b. Hallstatt. — Beitr. Paläont. u. Geol. Österr.-Ung. u. d. Orients, 13 (1901).
–, in Fossilium catalogus: *Cephalopoda triadica* 8, 1915; *Brachiopoda tr.* 10, 1920; *Cnidaria tr.* 13, 1921; *Lamellibranchiata tr.* 19, 1923; *Glossophora tr.* 34, 1926.
–, Die marinen Reiche der Triasperiode. — Denkschr. Ak. d. Wiss. Wien, 92, 1915.
–, Leitfossilien der Trias in GÜRICH, Leitfoss., 4. Lief. 1925.
ECK, H., Rüdersdorf und Umgegend. 1865.
FRANK, M., Ergebnisse neuer Untersuchungen über Fazies und Bildung von Trias und Jura in SW-Deutschland. — Geol. Rundschau, 28, 1937. — Mit ausführl. Schrifttum.
FREBOLD, H., Untersuchungen über die Fauna, die Stratigraphie und Paläogeographie der Trias Spitzbergens. — Skrifter om Svalbard og Ishavet, 26, Oslo 1929.
–, Das Festungsprofil auf Spitzbergen. V. — Daselbst Nr. 77, 1939.
FRENTZEN, K., Die Keuperflora Badens. — Verh. Nat. V. Karlsruhe, 28, 1922.
–, Die Bildungsgeschichte des oberen Buntsandsteins usw. — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 83. 1931.

FREYBERG, B. v., Der Aufbau des unteren Muschelkalkes im Thüringer Becken. — N. Jahrb. f. Min., Beil. Bd. 45, 1922.
GEVERS, F. W., Der Muschelkalk am NW-Rand der böhmischen Masse. — N. Jahrb. f. Min. usw., Beil. Bd. 56, 1927.
GRUPE, O., Zur Stratigraphie der Trias des oberen Wesertales. — 4. Jahresber. Niedersächs. Geol. Ver. Hannover, 1911.
—, Voltziensandstein, Chirotheriensandstein und Bausandstein usw. — Centralbl. f. Min. 1926.
HAACK, W., Zur Stratigraphie und Fossilführung des mittleren Buntsandsteins in Norddeutschland. — Jahrb. Preuß. Geolg. L.-A., 42, 1921.
HÄBERLE, D., Paläontologische Untersuchungen triadischer Gastropoden aus dem Gebiet von Predazzo. — Verh. nat.-med. Ver. Heidelberg, 9, 1908.
HANDLIRSCH, A., Die fossilen Insekten. 1906—1908.
HARRIS, T. N., Rhaetic floras. — Biolog. review Cambridge, VI, 2, 1931.
HAUER, F., Die Cephalopoden des bosnischen Muschelkalkes von Han Bulog b. Sarajewo. — Denkschr. Ak. d. Wiss. Wien, 54, 1888 u. 63, 1896.
HAUGHTON, S. H., Report on the distribution of the Karroo System. Rep. 16. intern. Geol.-Kongr. Washington (136). 1933.
HERITSCH, F., Die österreichischen und deutschen Alpen bis zur alpino-dinarischen Grenze. — Handb. reg. Geol. 2, 5, 1915.
HOHENSTEIN, V., Beiträge zur Kenntnis des mittleren Muschelkalkes am östlichen Schwarzwald. — Geol. u. Pal. Abh., 12, 1913.
HOPPE, W., Beiträge zur Geologie und Petrographie des Buntsandsteins im Odenwald. — Not. Ver. f. Erdk., Darmstadt, 5, 1925.
HSICHIH, CH., On the mesozoic Stratigraphy of China. — Bull. geol. Soc. China, Nanking, 15, 1936.
HUENE, F. v., Übersicht über die Reptilien der Trias. — Geol. u. Pal. Abh., N. F. 6, 1 und Dinosaurier der europ. Trias. Daselbst, Bd. I, 1908.
—, Die Cotylosaurier der Trias. — Palaeontogr. 59, 1912. Daselbst Ichthyosaurier, 62, 1916.
HYATT, A., & SMITH, J. P., Triassic cephalopod genera of America. — Prof. Papers USA Geol. Survey, Ser. C, 24, Washington, 1905.
Italien: Insbesondere Arbeiten von DE LORENZO, DI STEFANI, MARTELLI und TOMMASI in Palaeontol. italica.
JAEKEL, O., Über die Wirbeltierfunde in der oberen Trias von Halberstadt. — Palaeont. Zeitschr., I, 1, 1913 u. II, 1, 1915.
JÜNGST, H., Zur vergleichenden Stratigraphie des Rhät zwischen Harz und Elsaß. — Not. V. f. Erdkunde Darmstadt, V, 11, 1929.
KITTL, E., Die Gastropoden der Schichten von St. Cassian der südalpinen Trias. — Ann. naturh. Mus. Wien, 6 (1891). 7 (1892), 9 (1894).
—, Die triadischen Gastropoden der Marmolata. — Jahrb. Geol. Reichsanst., Wien 44, 1895.
—, Die Gastropoden des Esinokalkes. — Ann. Wien. Hofmuseum, 14, 1899.
KLEINSORGE, H., Paläogeographische Untersuchungen über den oberen Muschelkalk in Nord- und Mitteldeutschland. — Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, 15, 1935.
KOBAYASHI, T., The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the japanese islands. — Journal Fac. of Sc. Univers. Tokyo, Sect. II, Vol. V, Part 7, 1941.
KUHN, O., in Fossilium catalogus: *Thecodontia* 58, 1933; *Labyrinthodontia* 62, 1933; *Placodontia* 63, 1933; *Ichthyosauria* 63, 1934; *Sauropterygia* 69, 1934; *Rhynchocephalia* 71, 1935; *Ornithischia* 78, 1936; *Cotylosauria* und *Theromorpha* 79, 1937.
—, Beiträge zur Keuperfauna von Halberstadt. — Palaeont. Zeitschr. 21, 1939.
KUTASSY, A., in Fossilium catalogus: *Lamellibranchiata triadica* 51, 1931; *Cephalopoda tr.* 56, 1933; *Pachyodonta mesozoica* 68, 1934.
LAUBE, C., Die Fauna der Schichten von St.-Cassian. — Denkschr. Ak. d. Wiss. Wien, 24 (1865), 25 (1866), 30 (1870).
MÄGDEFRAU, K., Beiträge zur Kenntnis des Thüringer Buntsandsteins. — Beitr. Geol. Thüringen, 2, 1930.

MOJSISOVICS, E. v., Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien, 1879.
–, Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. — Abh. K. K. Geol. Reichsanst., Wien, 10, 1882.
–, Arktische Triasfaunen. — Mém. Ac. Sc. St. Petersburg 33, 1886 u. 36, 1889.
–, Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke — Abh. Geol. Reichsanst. Wien, 6. Bd., 1893 u. 1902.
PEABODY, F. E., Reptile and amphibian trackways from the lower Triassic Moenkopi formation of Arisona and Utah. — Publ. Univ. California, Bull. Dep. Geol. Sci. 27, 1948.
PHILIPPI, E., Die Ceratiten des oberen deutschen Muschelkalkes. — Palaeont. Abh., 4, 1901.
PIA, J. v., Die *Siphoneae verticillatae* vom Karbon bis zur Kreide. — Abh. zool.-bot. Ges. Wien, 9, 1920.
–, Grundbegriffe der Stratigraphie. Leipzig-Wien 1930. Mit Gliederung der alpinen Trias.
–, Trias in Geologische Jahresberichte IA, 1938 u. IIIA, 1941. Mit neuem Schrifttum.
PILGER, A., Paläogeographie und Tektonik Jugoslawiens zwischen der Una und dem Zlatibor-Gebirge. — Neues Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 85, B, 1941.
REIS, O., Eine Fauna des Wettersteinkalkes. — Geogn. Jahreshefte, 13 (1900), 18 (1905).
RENZ, C., Die triadischen Faunen der Argolis. — Palaeontogr., 58, 1911.
RIEDEL, A., Beiträge zur Paläontologie und Stratigraphie der Ceratiten des deutschen oberen Muschelkalkes. — Jahrb. Preuß. Geol. L.-A., 37, I, 1918.
RÜGER, L., Versuch einer Paläogeographie der süddeutschen Länder an der Trias-Jura-Wende. — Mitt. Geol. Inst. Heidelberg, 95, 1924.
–, Der Wellenkalk. — Beitrag. Geol. Thür., 4, 1936.
RÜHLE von LILIENSTERN, H., Fährten und Spuren im Chirotheriumsandstein von Südthüringen. — Fortschr. Geol. u. Pal. 12, H. 40, 1939.
SALFELD, H., Fossile Landpflanzen der Rhät- und Juraformation Südwestdeutschlands. — Paläontogr., 44, 1907.
SALOMON, W., Geologische u. paläontologische Studien über die Marmolata. — Palaeontogr. 42, 1895.
SCHIMPER & MUGEOT, Monogr. des plantes foss. du grès bigarré des Vosges. 1840–44.
SCHMIDT, M., Die Lebewelt unserer Trias. — Öhringen 1928 mit Nachtrag 1938. — Mit ausführlichem Schrifttum.
–, Fossilien der spanischen Trias. — Abh. Heidelberger Ak. d. Wiss. 22, 1936.
–, Probleme in der westmediterranen Kontinentaltrias und Versuche zu ihrer Lösung. — Geologie de la Mediterranée occidentale. Barcelona, Bd. IV, 1937.
SHERLOCK, R. L., A correlation of the British Permo-Triassic Rocks. — Proc. Geol. Assoc., I, 37 (1926), 39 (1928).
SMITH, P., The stratigraphy of the western american Trias. Festschr. f. A. v. KOENEN. 1907.
SOERGEL, W., Die Fährten der Chirotheria. 1925.
–, Apodiden aus dem Chirotheriensandstein. — Paläont. Zeitschr. 10, 1928.
STRIGEL, A., Der süddeutsche Buntsandstein. — Verh. Nat.-med. Ver. Heidelberg, 1929.
–, Zur Paläogeographie des Schwarzwaldes. — Daselbst, 15, 1922.
TERMIER, H. u. G., Histoire géologique de la Biosphère. Paris, 1952.
TORNQUIST, A., Neue Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Umgegend von Recoaro und Schio (Vicentin). — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 50 (1899), 52, (1900).
–, Das vicentinische Triasgebirge. Stuttgart 1901.
–, Die karbonische Granitbarre zwischen dem ozeanischen Triasmeere und dem europäischen Triasbinnenmeere. — N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 20, 1905.
VOLLRATH, P., Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des Fränkischen Wellengebirges. — N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 50, 1922.
–, Beitrag zur vergleichenden Morphologie und Bildungsgeschichte des mittleren Keupers in Süddeutschland. Daselbst, 66, 1928.
WAAGEN, L., Die Lamellibranchiaten der Pachycardientuffe der Seiser Alm. — Abh. Geol. Reichsanstalt Wien, 18, 1907.
WAGNER, E., Beitrag zur Bionomie und Faziesbildung des Muschelkalkes bei Jena. — Jahrb. Preuß. Geol. L.-A., 42, 1921.

WAGNER, G., Beiträge zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte des oberen Hauptmuschelkalkes und der unteren Lettenkohle in Franken. — Geol. u. pal. Abh., 12, 1913.
—, Beiträge zur Kenntnis des oberen Hauptmuschelkalkes von Mittel- und Norddeutschland. — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 71, 1919.
WANNER, J., Mesozoikum Ostindiens. Übersicht. — Leidsche geolog. Mededel. V. Festschrift K. MARTIN, 1931.
WEISSERMEL, W., Die Korallen des deutschen Muschelkalkes. — Jahrb. Preuß. Geol. L.-A., 46, 1925 und 49, 1928.
WELTER, O., Die obertriadischen Ammoniten und Nautiliden von Timor. — Paläont. v. Timor, 1, 1914.
WEPFER, E., Der Buntsandstein des badischen Schwarzwaldes und seine Labyrinthodonten. — Monogr. z. Geol. u. Pal., II, 1, 1923.
WERVEKE, L. van, Die Küstenbildungen der Trias am Südrande der Ardennen. — Mitt. Geol. L. Elsaß-Lothr., X, 2, 1916.
WÖHRMANN, S. v., & KOKEN, E., Die Raibler Schichten nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna. — Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, 43, 1894.

S. auch Lit. I 2 (HAUG, KAYSER, WAGNER, BORISSJAK), I 4 (ABEL, JAEKEL, KUHN, POTONIÉ, WEDEKIND), II 5 (FRECH und ROEMER, GÜRICH), II 6 v. BUBNOFF, II 2 EVANS, FREBOLD, GERTH, Handbuch 7 und 27, HEIM, HENNIG, KLEBELSBERG, KOCH, KOSSMAT, KRENKEL, LEUCHS, OBRUTSCHEFF).

XV. JURA

Der Formationsname ist dem Schweizer Juragebirge entnommen und wurde zuerst von BRONGNIART und A. v. HUMBOLDT (1795) angewandt. In England hat 1809 W. SMITH eine Gliederung der zugehörigen Schichten gegeben und die noch heute dort gebräuchliche Einteilung in Lias (englischer Steinbrucharbeiter-Ausdruck für flache Steine) und Oolite eingeführt. 1815 und 1818 gaben er und BUCKLAND eine grundsätzlich zutreffende stratigraphische Tabelle der Formation.

In Deutschland führte LEOPOLD v. BUCH 1837 die Einteilung in schwarzen, braunen und weißen Jura ein, welche für den ganzen außeralpinen Faziesbereich Westeuropas Geltung hat, aber vielfach durch die stratigraphisch nicht vollkommen identischen Ausdrücke Lias, Dogger, Malm (englische Steinbrecher-Bezeichnungen) ersetzt wird. Die zonare Gliederung ging in Deutschland von Schwaben aus und wurde von QUENSTEDT (Flözgebirge Württembergs 1843, Schwäbische Jura 1858, Ammoniten des Schwäbischen Jura 1883 bis 1888) und OPPEL (1856 bis 1858) durchgeführt. Die Gliederung in Frankreich fußt auf D'ORBIGNYs Terrains jurassiques (1842 bis 1850).

Die paläogeographische Erforschung der Formation beruht vor allem auf den Arbeiten von E. HAUG, M. NEUMAYR, S. NIKITIN, J. POMPECKJ, V. UHLIG und L. WAAGEN.

1. Lebewelt und Biostratigraphie

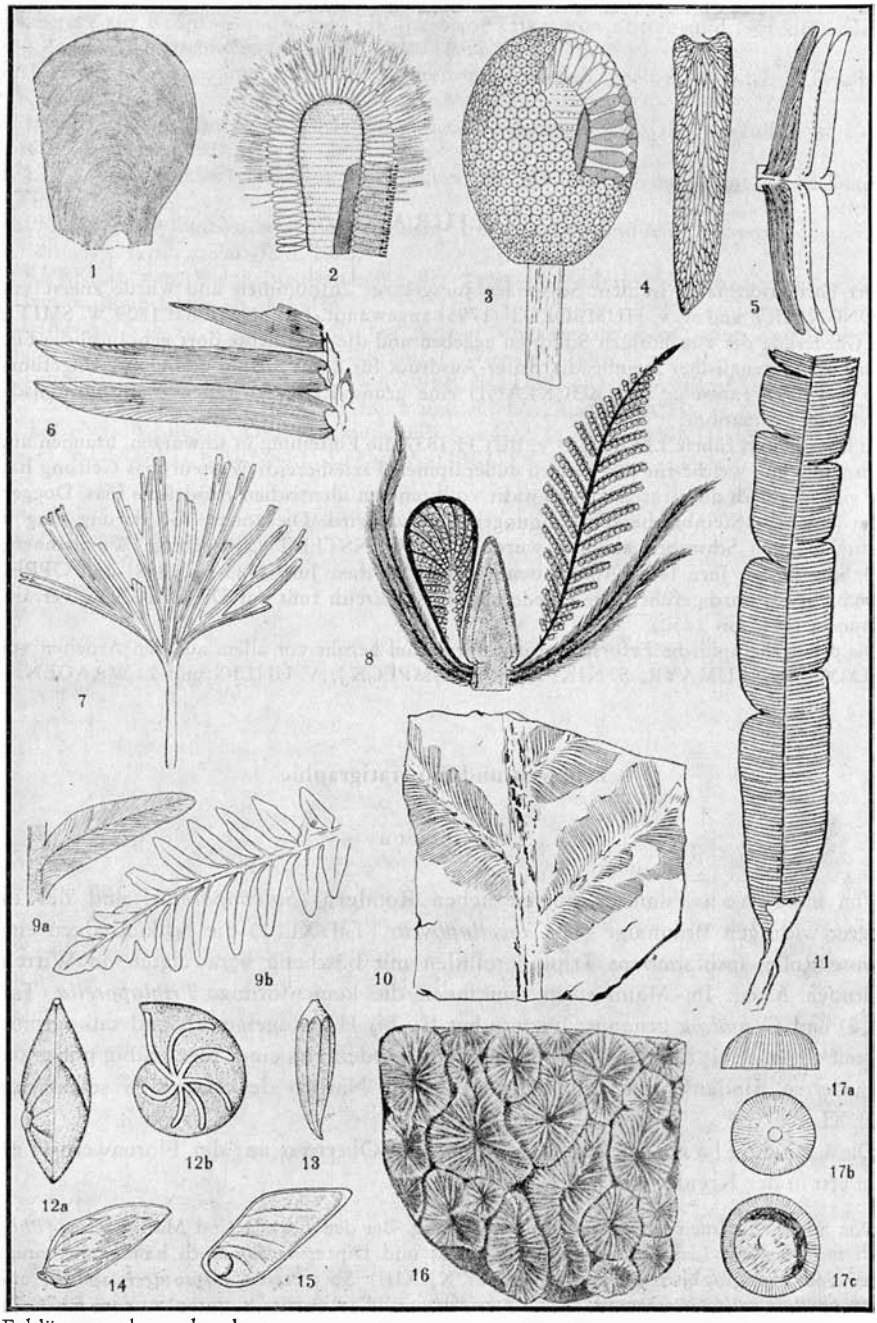
Die Flora

Von marinen Pflanzen spielen neben Rotalgen *(Solenoporella)* und der im Dogger wichtigen Braunalge (?) *Cancellophycus* (Taf. XL, 1) die Schlauchalgen eine gewisse Rolle, insbesondere Triploporelliden mit büschelig verzweigten, in Wirteln stehenden Ästen. Im Malm seien von ihnen die keulenförmige *Triploporella* (Taf. XL, 2) und *Goniolina* genannt; letztere hat Ei- bis Halbkugelgestalt und saß vermutlich auf einem Stiel; die Äste zweiter Ordnung werden von einer regelmäßig polygonal gegliederten Rindenschicht umhüllt, auf der oft Narben der Haare zu sehen sind (Taf. XL, 3).

Die Landpflanzen schließen eng an die Obertrias an; der Florenwechsel erfolgt erst in der Kreide.

Von Schachtelhalmen ist *Equisetites* noch häufig. Bei den Farnen sind Matoniaceen *(Phlebopteris = Gutbiera* Lias, *Matonidium* Oberjura) und Dipteridaceen noch häufig und einige Arten sind stratigraphisch bedeutsam (s. Taf. XXXIII). So treten *Camptopteris spiralis* und *Dictyophyllum exile* vorwiegend, *Lepidopteris ottonis* (Caytoniales, s. unten) nur im Rhät auf. *Thaumatopteris* ist für den Lias bezeichnend, *Hausmannia* mit zweiteiligen, schmalblätterigen

Tafel XL, Jura



Erklärung nebenstehend

Wedeln für den Malm und die Unterkreide. Osmundaceen *(Todites)* sind im ganzen Jura häufig (Taf. XXXIII, 10). Auch die kleinblättrigen Wedel von *Ceriopteris (Dicksonia)*, wohl zu den baumförmigen Cyatheaceen gehörend, sind bezeichnend. Dazu treten die ersten Polypodiaceen und andere Farnfamilien. Unter den Nacktsamern sind außer verschiedenen Koniferen die ersten Taxaceen und die starke Entwicklung der Cycadophyten bemerkenswert, sowie die auch schon im Keuper bekannten Bennettiteen (Taf. XL, 8). Die Blätter sind unter den Namen *Otozamites, Anomozamites, Pterophyllum* in verschiedenen Arten bekannt (Taf. XXXIII, 17 und 18). Auch *Ptilophyllum* und *Dictyozamites* aus dem Jura Gondwanas gehören größtenteils zu den Bennettiteen (Taf. XL, 4 und 5). Auf Jura und Unterkreide ist *Zamites* mit langen Blättern beschränkt (Taf. XL, 5). Echte Cycadeen kommen ebenfalls vor als Stämme und Blätter. Die im Keuper beginnenden Nilssonien entwickeln ziemlich zahlreiche Arten; sie sind mit den Cycadales verwandt (Taf. XL, 11). Zahlreich sind die Ginkgophyten, hier die letzten tief geteilten Baierablätter (Taf. XL, 7), aber auch der heutigen Ginkgo ähnliche Blätter. Von Koniferen ist noch das erste Auftreten der Cupressineen und der Araucarieen zu erwähnen. Die Rhät-Flora und Lias-Flora sind sich in vieler Beziehung ähnlich, das Rhät weist aber doch weltweit verschiedene Leitformen auf (s. oben). Zu nennen sind noch die Podozamiten, deren Zapfen mehr cycadeen- als koniferenähnlich sind Taf. XXXIII, 10). Erwähnt werden müssen noch die im System isolierten Caytoniales mit eingeschlossenen Samen, Blättern, die dickblättrigen Farnen ähnlich sind und mit mehr farnartigen männlichen Pollenträgern (s. auch S. 373).

Die wirbellosen Tiere

Protozoen. Die Foraminiferen, welche im Jura wieder häufiger werden, bilden nun fast in jeder Stufe zusammen mit Ostracoden und anderen Mikrofossilien (Sporen, Pollen) leitende Arten- oder Faunengemeinschaften. Eine fest begründete genetische Systematik besteht nicht. Unter Anschluß an WEDEKIND und CUSHMAN kann man formal folgende Gruppen bzw. Familien in den Vordergrund stellen:

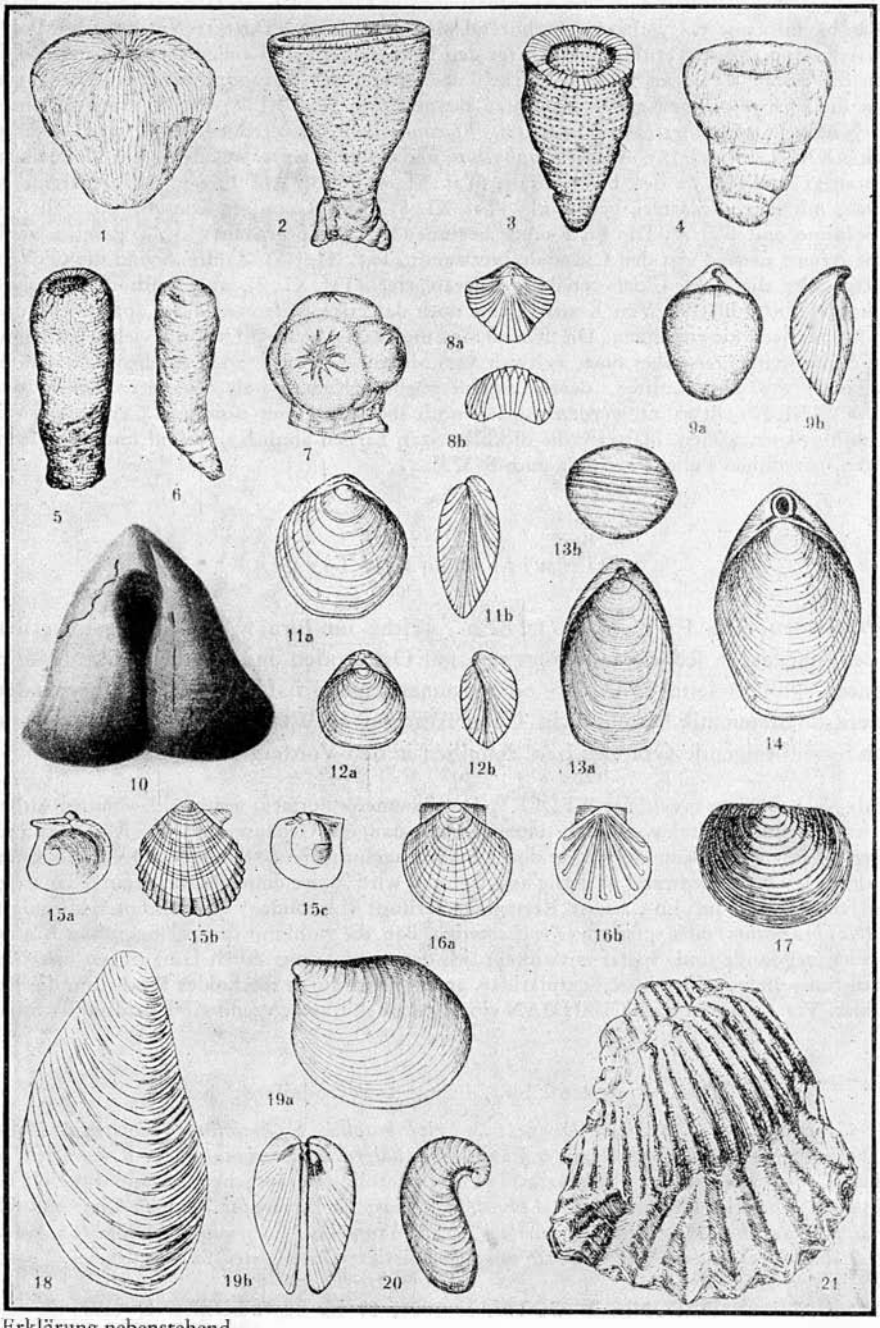
Als Neohelleniten bezeichnet WEDEKIND gekammerte Formen, welche sich von den Althelleniten des Paläozoikums dadurch unterscheiden, daß die Gehäusewand die Kammerwände außen umschalt. Die Kammerwände sind zunächst agglutinierend, später homogen kalkig und durchsichtig; die Außenwand ist glasig angelegt und wird später undurchsichtig (porzellanartig). Die Formen sind im Jura zuerst Kettenkammerlinge (Lituolidae) von bischofstabförmigem *(Haplophragmium)* oder spiralem *(Trochammina)* Bau, die wohl mit den paläozoischen Ammodisciden verwandt sind. Später entwickeln sich daraus einerseits durch Hinzufügen biserialen Wachstums die zopfförmigen Textularidae, andererseits durch trochoides Wachstum die Rotaliidae. Von diesen ist nach CUSHMAN eine Gruppe mit vorwiegend sandig-chitinöser Schale

Tafel XL (S. 426): Jura, Pflanzen, Foraminiferen, Korallen

1. *Cancellophycus scoparius,* Dogger; 2. *Triploporella;* 3. *Goniolina geometrica,* Malm; 4. *Dictyozamites;* 5. *Ptilophyllum;* 6. *Zamites;* 7. *Baiera münsteriana,* Lias; 8. *Bennettiteen*-Blüte *(Cycadeoidea)* mit 2 Pollensackträgern (eingerollt und ausgebreitet) und 1 weiblichen Blütenteil, Unterkreide; 9. a und b *Thinnfeldia,* Lias; 10. *Danaeopsis,* Keuper-Lias; 11. *Nilssonia polymorpha;* 12. a und b *Cristellaria;* 13. *Nodosaria;* 14. *Pseudovaginulina;* 15. *Saccularia;* 16. *Latimaeandra,* jüngere Form aus dem Tertiär; 17. *Anabacia,* a von der Seite, b von oben, c von unten, Dogger.

2 bis 11 nach POTONIÉ & GOTHAN 1921, 12 bis 15 WEDEKIND 1937, 16 nach DACQUÉ 1921.

Tafel XLI, Jura



Erklärung nebenstehend

von *Trochammina* abzuleiten *(Discorbis)*, während der größte Teil mit vorwiegender Kalkschale, deutlichem Nabel und planospiraler bis schraubenförmiger Gestalt auf *Spirillina* zurückgeht *(Rotalia, Valvulinaria, Discorbis* und andere).

Die Röhrlinge mit ungekammerter Röhre sind noch vorwiegend durch die planospiralen Scheiben von *Cornuspira* vertreten.

Die nun häufigeren Nodosariiden stammen nach WEDEKIND von Kettenkammerlingen ab, welche direkt zu planospiraler Aufrollung übergehen. Die Schale geht bei einzelnen Gruppen zu verschiedenen Zeiten vom Glas-Stadium über das Porzellan-Stadium zum Zement-Stadium über. Vier Gruppen sind zu nennen: 1. Die stabförmige *Nodosaria* (Taf. XL, 13) und die halbeingerollte *Marginulina*. 2. Die im Lias beginnende *Pseudovaginulina* (Taf. XL, 14) mit schnell breiter werdenden Kammern (Füllhorngestalt); der Querschnitt ist im Lias rundlich, später spitz (oxynot) oder gekielt; auch die planospirale *Planularia* gehört dazu. 3. Die ebenfalls abgeplattete *Saccularia* mit breiter eingerollter Basis; die Liasformen haben Glasschalen, ab Dogger herrschen Zementschalen mit Längsrippen und Netzskulptur (Taf. XL, 15). 4. *Cristellaria*, schon im Lias zementschalig; eingerollte Gehäuse mit reitenden Kammern, außen zugespitzt, am Nabel verdickt (Taf. XL, 12).

CUSHMAN stellt die drei ersten Gruppen zu seinen Lagenidae (Subfamilie Nodosariinae), während er *Cristellaria* als Sammelgattung zwischen den Lagenidae und Polymorphinidae auflöst. Hierzu auch *Robulus*.

Radiolarien sind in Hornsteinen und Kieselschiefern der Tethys häufig.

Schwämme treten im Oberjura oft gesteins- und riffbildend auf. Von Kieselschwämmen liefern die Lithistiden (mit knorrig-verzweigten Skelettelementen) die häufigen Formen: *Cylindrophyma* – zylindrisch, mit tiefer Zentralhöhe (Taf. XLI, 5), *Cnemidiastrum* – kreiselförmig, mit seichter Zentralhöhle (Taf. XLI, 1) und *Hyalotragos* (schlüsselförmig, kurz gestielt). Bei den Hexactinelliden (mit 3- bis 6strahligen Nadeln in regelmäßigen Maschen) seien genannt: *Craticularia* – becherförmig, mit Wandöffnungen in senk- und waagerechten Reihen (Taf. XLI, 3), *Tremadictyon* – teller- bis becherförmig, mit alternierenden Reihen von Wandöffnungen (Taf. XLI, 2). *Cypellia* – kreiselförmig, mit ringförmigen Einschnürungen, außen glatt (Taf. XLI, 4).

Von Kalkschwämmen sind Pharetronen (Köcher-Schwämme) mit Nadeln, die zu Faserzügen angeordnet sind, im Malm unselten: *Peronidella* – zylindrisch, verzweigt (Taf. XLI, 6), *Corynella* – kolbenförmig, *Stellispongia* – Kolonien halbkugeliger Individuen mit seichter, von Radialfurchen umgebener Zentralhöhle (Taf. XLI, 7).

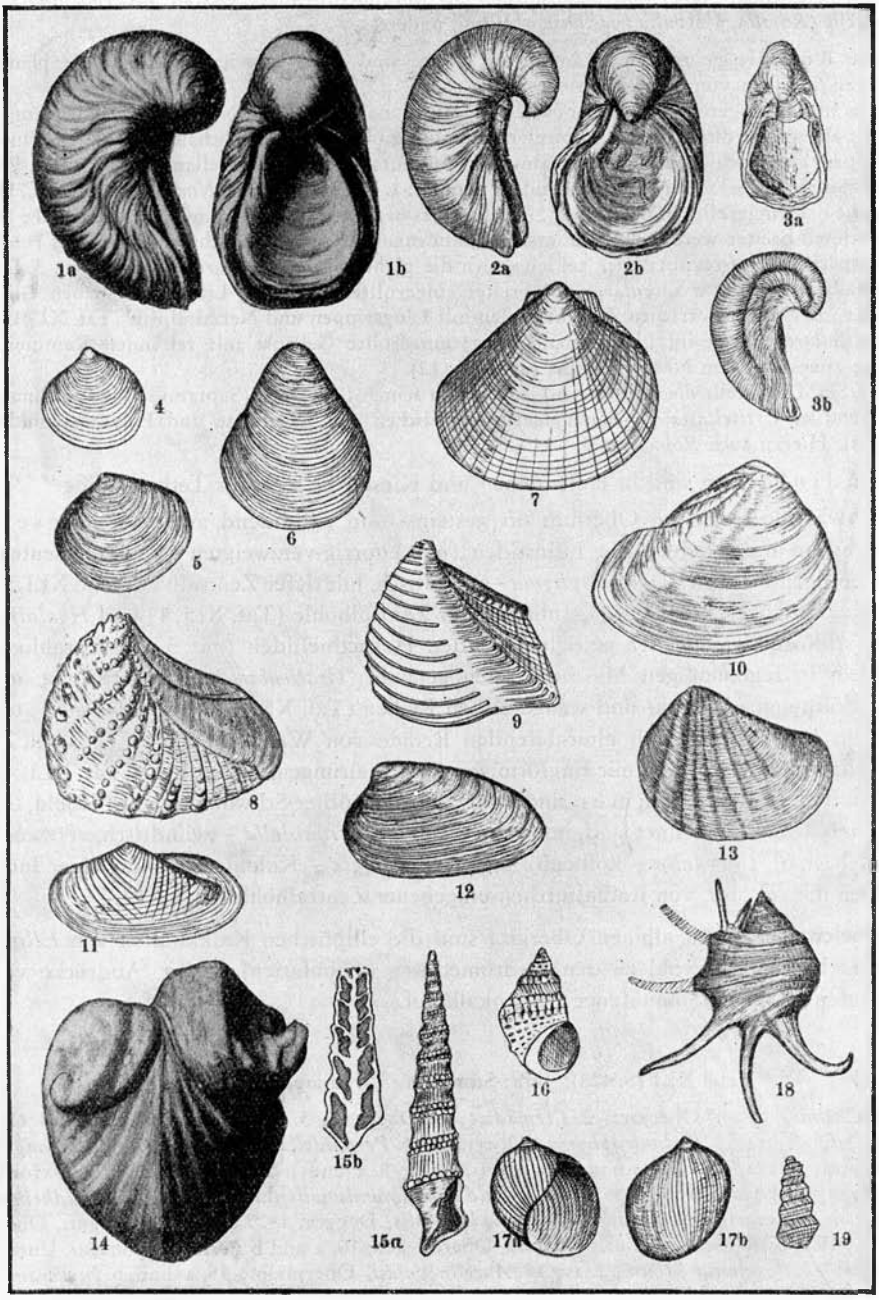
Coelenteraten. Im alpinen Oberjura sind die elliptischen Kalkknollen von *Ellipsactinia* häufig, die wohl zu den Hydromedusen (Tubularien) gehört. Abdrücke von Medusen treten im Solnhofener Plattenkalk auf.

Tafel XLI (S. 428): Jura: Schwämme, Brachiopoden, Muscheln

1. *Cnemidiastrum*, Oberjura; 2. *Tremadictyon*, Oberjura; 3. *Craticularia*, Oberjura; 4. *Cypellia*, Oberjura; 5. *Cylindrophyma*, Oberjura; 6. *Peronidella*, Oberjura; 7. *Stellispongia*, Oberjura; 8. a und b *Rhynchonella varians*, Bath; 9. a und b *Zeilleria humeralis*, Oxford; 10. *Pygope diphya*, Tithon; 11. a und b *Waldheimia numismalis;* Lias; 12. a und b *Waldheimia impressa*, Untermalm; 13. a und b *Zeilleria lagenalis*, Dogger; 14. *Terebratula insignis*, Obermalm; 15. a bis c *Pseudomonotis echinata*, Oberdogger; 16. a und b *Pecten personatus*, Unterdogger; 17. *Posidonia bronni*, Lias; 18. *Aucella palasi*, Obermalm; 19. a und b *Inoceramus polyplocus*, Dogger β bis γ; 20. *Exogyra virgula*, Kimmeridge; 21. *Ostrea marshi*, Bath.

10 aus DACQUÉ 1921, 18 und 21 aus HENNIG, 1932.

Tafel XLII, Jura



Erklärung nebenstehend

Von Korallen herrschen seit der Trias die Hexakorallen. Die dort schon genannten Gattungen (s. Taf. XXXIV) *Isastraea, Thecosmilia* (Stöcke) und *Montlivaultia* sind im mittleren Oberjura häufig, desgleichen *Thamnastraea,* eine Gruppe, bei der neben Stöcken mit langgezogenen Kelchen *(Latimaeandra,* Taf. XL, 16) auch Einzelformen mit flacher Basis *(Anabacia,* Taf. XL, 17) auftreten; kennzeichnend ist das Fehlen einer Wand. Diese Vergesellschaftung setzt in die Kreide fort.

Molluskoideen. Von Bryozoen sind *Cyclostomata* mit runder Öffnung *(Stomatopora, Idmonea)* häufig, aber nicht besonders bezeichnend.

Unter den Brachiopoden geht die Verarmung an Gattungen weiter, die Individuenzahl ist aber zuweilen sehr groß. Von Schloßlosen tritt neben der hornschaligen *Lingula* im Oberjura die kalkschalige *Crania* auf. Bei den Formen mit Schloß sind die Orthokraspedonten bis auf die Orthide *Cadomella* und die helicopegmate *Spiriferina* (beide nur im Lias) verschwunden. Von Sphenokraspedonten (mit Crura) ist *Rhynchonella* durch viele dicht oder spärlich berippte Arten vertreten und infolge ihrer Häufigkeit lokal leitend (Taf. XLI, 8). Von Toxokraspedonten sind nur Formen mit Schleife vorhanden, d. h. Terebratulaceen im weiteren Sinne, die zum Teil bedeutsam werden.

Der Name *Terebratula* wird heute auf Formen mit kurzer Schleife und glatter Schale beschränkt, die einen geraden Stirnrand *(Terebratula insignis* — Oberjura, Taf. XLI, 14) oder eine Bucht in der Rückenklappe haben (*Terebratula subsella*-Kimmeridge). Die radial gestreiften Arten werden zu *Dictyothyris,* die schwach gewölbten, fein gestreiften zu *Terebratulina* zusammengefaßt. Eine sehr kurze Armschleife und einen in 2 Loben vorspringenden Stirnrand hat *Pygope* (Tithon, d. h. alpiner Oberjura); bei extremen Formen umfassen die Loben ein zentrales Loch *(Pygope diphya,* Taf. XLI, 10).

Die glatten Formen mit langer Schleife werden als *Waldheimia* zusammengefaßt *(Waldheimia numismalis* — Lias γ, *impressa* — Oxford, Taf. XLI, 11 und 12); Arten mit Randfalten, die radial gegen den Stirnrand ausstrahlen, sind *Zeilleria (lagenalis* — Dogger, *humeralis* — Oxford, Taf. XLI, 13 und 9), *Epithyris (marmorea* — Dogger), *Ornithella (digona* — Bath, *obovata* — Callovien). *Aulacothyris* hat einen Sinus in der Dorsalklappe. *Terebratella* ist radial berippt und die Schleifen sind am Medianseptum befestigt. *Megerlea* hat bei ähnlichem Innenbau eine stark gefaltete und berippte Schale.

Die **Muscheln** entfalten sich im Flachwasser zu großer Formenfülle und können dann lokal leitend sein. Das Gepräge ist insgesamt schon viel moderner.

Heteromyaria. Von Aviculiden sind die schon früher bekannten *Pseudomonotis (echinata* – Dogger, Taf. XLI, 15) und *Posidonia* mit geradem Schloßrand, ohne Ohren und mit konzentrischen Rippen *(Posidonia bronni* – Lias, Taf. XLI, 17,

Tafel XLII (S. 430): Jura: Muscheln, Schnecken

1. a und b *Gryphaea arcuata,* Lias α; 2. a und b *Gryphaea obliqua,* Lias β; 3. a und b *Gryphaea calceola,* Dogger β; 4. *Astarte elegans,* Dogger-Malm; 5. *Lucina plana,* Unterdogger; 6. *Gryphaea cymbium,* Lias γ; 7. *Lima gigantea,* Lias α; 8. *Trigonia navis,* Dogger α; 9. *Trigonia costata,* Bath; 10. *Trigonia gibbosa,* Portland; 11. *Goniomya,* Malm; 12. *Cardinia hybrida,* Lias α; 13. *Pholadomya murchisoni,* Untercallovien; 14. *Diceras arietinum,* Malm; 15. a und b *Nerinea tuberculosa,* Kimmeridge; 16. *Turbo (Eucyclus) ornatum,* Mitteldogger (nach QUENSTEDT): 17. a und b *Natica hemisphaerica,* Kimmeridge; 18. *Pterocera oceani,* Kimmeridge; 19. *Promathildia unicarinata,* Lias.

1 und 14 nach DACQUÉ 1921.

Posidonia suessi – Dogger α) häufig; *Aucella* – dünn, ungleichklappig, mit eingekrümmtem Wirbel der linken Klappe und kleinem Vorderohr in der flachen rechten Klappe ist leitend für den osteuropäisch-borealen Jura (Taf. XLI, 18). Unter den spitz dreieckigen Pinniden sei der stark verzierte, dickschalige *Trichites* erwähnt (Oberjura). Bei den Perniden (mit Ligament in Quergruben) ist *Gervilleia* seltener; dafür beginnt der – hier noch dünnschalige – *Inoceramus* mit ± vorragendem Wirbel am Vorderende *(dubius* – Lias, *polyplocus* – Unterdogger, Taf. XLI, 19).

Die Limiden mit nach hinten verschobenem Wirbel und zwei Ohren sind neben großen glatten Formen *(gigantea* – Lias α, Taf. XLII, 7) durch radial berippte *(Limatula, Limea)* und dickschalige *(Ctenostreon)* Typen mit kräftigen Rippen vertreten. Auch die Pectiniden sind zahlreich: dünnschalige glatte Formen werden gelegentlich leitend *(Pecten personatus* – Dogger β, Taf. XLI, 16, *Pecten demissus* – Dogger δ); bei den dickschaligen Spondyliden sei die grobberippte *Terquemia* und die kleine, unsymmetrische *Plicatula* mit flacher Schale erwähnt. Die Ostreiden liefern wichtige Formen. Neben den unregelmäßigen, breit aufgewachsenen *Ostrea (sublamellosa* – Unterlias), *Catinula* klein, mit dichotomen Rippen *(C. knorri*-Cornbrash) und *Alectryonia* (mit kräftigen Zickzack-Falten: *Alectryonia marshi* – Dogger, Taf. XLI, 21), sind die nur in der Jugend aufgewachsenen Formen bedeutsam; vor allem *Gryphaea* mit stark einwärts gekrümmtem linken Wirbel und deckelartiger rechter Klappe ist im Unterjura ungemein häufig; sie ist glatt oder nur mit konzentrischen Anwachsstreifen versehen *(Gryphaea arcuata* – Lias α, Taf. XLII, 1; *obliqua* – Lias β, Taf. XLII, 2; *cymbium* – Lias γ, Taf. XLII, 6; *beaumonti* – Oberlias; *calceola* – Unterdogger, Taf. XLII, 3; *dilatata* – Malm). Im Oberjura ist *Exogyra* häufig, mit spiral nach der Seite gedrehten Wirbeln in beiden Klappen und kräftiger Skulptur *(Exogyra virgula* – Kimmeridge, Taf. XLI, 20).

Homomyaria. Die Taxodonten (Zähnchen meist senkrecht zum Schloßrand) sind durch die schon älteren Gattungen *Macrodon* und *Nucula (Nucula hammeri* – Dogger α) vertreten. Die Schizodonten (mit gespaltenem Dreieckzahn) werden durch die sich nun reich entfaltenden Trigonien wichtig; die reiche Skulptur von Rippen und Knotenreihen wechselt stark, desgleichen die – vorwiegend dreieckige – Grundform. Kennzeichnend bleibt die vom Wirbel nach hinten ziehende Kante, welche eine abweichend skulpierte Area abtrennt *(Trigonia navis* – Dogger α, Taf. XLII, 8; *Trigonia caudata* – Dogger β; *clavellata, costata, signata* – Mitteldogger, Taf. XLII, 9; *gibbosa*-Portland, Taf. XLII, 10). Von *Trigonodus* der Trias dürfte *Cardinia* abstammen, eine ovale, vorn abgerundete Form mit stark vorgezogenem Wirbel und dicker, konzentrisch gestreifter Schale; sie ist für den untersten Lias bezeichnend (Taf. XLII, 12).

Von den Heterodonten ohne Mantelbucht sind häufig: *Astarte* (Taf. XLII, 4) — dickschalig, rundlich, konzentrisch gestreift (Malm); *Isocardia* — mit gedrehten, angeschwollenen Wirbeln; *Tancredia* — lang, dreieckig; *Lucina* — rund, konzentrisch gestreift, mit Seitenzähnen (Taf. XLII, 5); *Anisocardia* — oval, mit starkem Wirbel, radial gestreift, mit hinterem Seitenzahn; *Cardium* — stark verziert, mit herzförmigem Querschnitt und über Kreuz gestellten Zähnen; *Cyrena* — oval, konzentrisch gestreift mit 3 Haupt- und 2 Seitenzähnen, vorwiegend in brackischen Schichten. Formen mit Mantelbucht sind seltener.

Die Desmodonten mit rückgebildetem Schloß sind nicht unwichtig: *Pholadomya* (Taf. XLII, 13) – gewölbt, dünnschalig, vorn schwach klaffend (Dogger, Malm); *Pleuromya* – oval bis viereckig, mit abgestutzter Vorderseite, glatt oder konzentrisch gestreift; *Gresslya* ähnlich, aber schwach ungleichklappig; *Ceromya* – herzförmig aufgebläht. Unter den hinten stark klaffenden Panopaeiden sei *Goniomya* mit V-förmig geknickten Rippen genannt (Taf. XLII, 11), unter den nicht klaffenden die ungleichklappige *Corbula* der brackischen Fazies.

Im Oberjura werden die Pachyodonten häufiger, Formen mit klobigen Zähnen, die wohl an *Megalodon* anschließen. Im Oberjura der Tethys ist der dickschalige, schwach ungleichklappige *Diceras* mit spiral gedrehten Wirbeln bezeichnend (Taf. XLII, 14). Diese Riff-Form leitet zu den abnormen Rudisten der Kreide über.

Schnecken. Von Scaphopoden sind die schwach gebogenen Röhrchen von *Dentalium* häufig. Echte Schnecken sind im ganzen Jura vorhanden; im Unterlias besteht eine bezeichnende Gemeinschaft, in der neben vielen Triasformen der Hinterkiemer *Actaeonina* häufig ist. Im Malm sind einige Schnecken leitend.

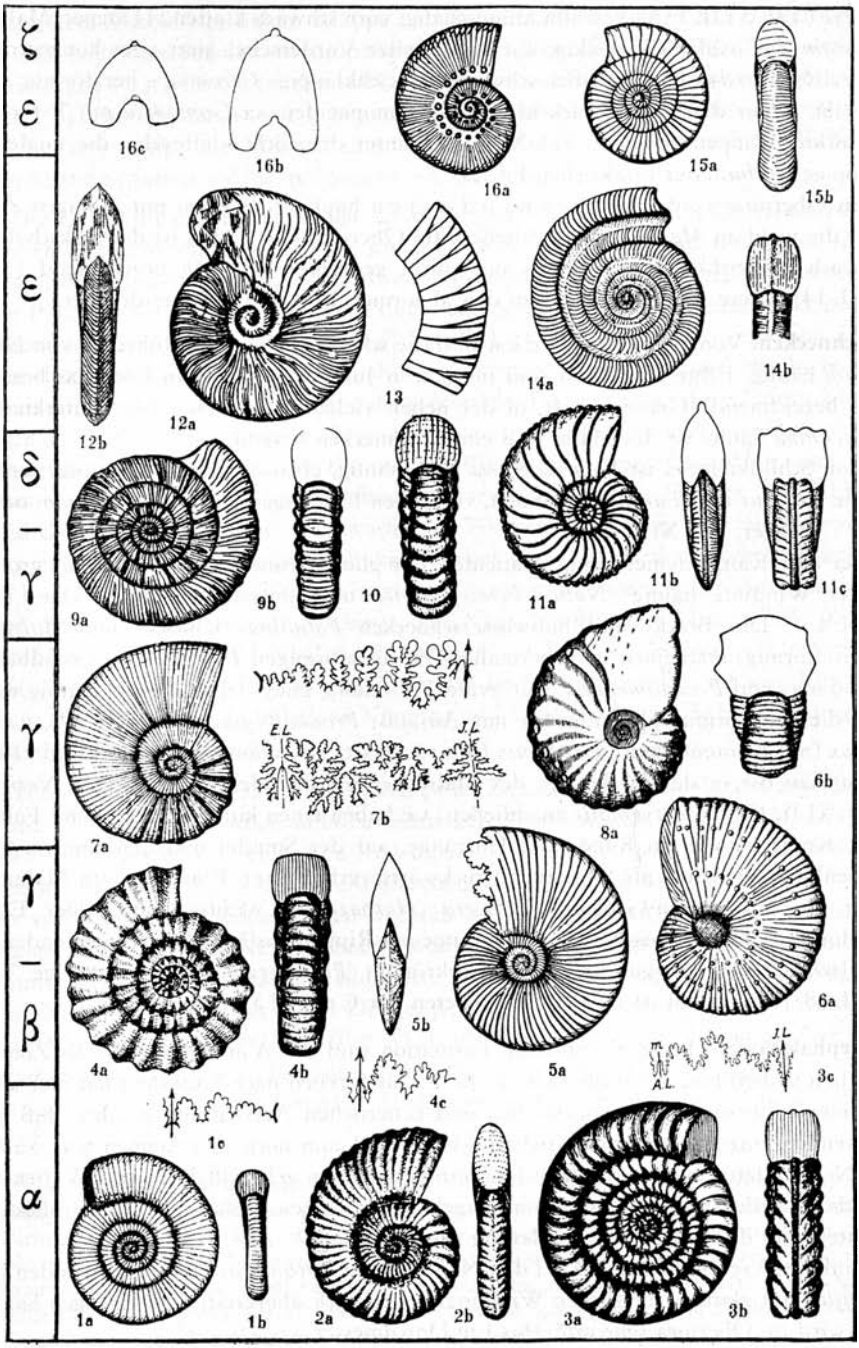
Von Schildkiemern ist *Pleurotomaria* noch häufig, ebenso der kreiselförmige, unten flache *Trochus* und *Turbo* mit runden, verzierten Umgängen *(Turbo biarmatum, ornatum* – Dogger, Taf. XLII, 16).

Bei den Kammkiemern sind Naticiden mit glatten runden Gehäusen und großer letzter Windung häufig *(Natica hemisphaerica* und andere im Kimmeridge, Taf. XLII, 17). Die Brack- und Süßwasserschnecken *Paludina* (konisch) und *Bithynia* (kreiselförmig) erscheinen im Obermalm. Die turmförmigen *Turritella* (mit rundlicher Mündung) und *Pseudomelania* (mit ovaler Mündung, glatt) leben weiter. Häufig werden die turmförmigen Cerithiiden mit Ausguß; *Promathildia* (Taf. XLII, 19), *Cryptaulax* (mit Knotenreihen), *Cerithium* (mit rückwärts gekrümmtem Ausgußkanal). Hier kann man die in der Kalkfazies des Malm kennzeichnenden, dickschaligen *Nerinea* (Taf. XLII, 15) und *Ptygmatis* anschließen; sie haben einen kurzen Ausguß und Falten bzw. Knotenreihen am Rande der Umgänge, auf der Spindel und den Lippen. Die Außenlippe hat einen als Schlitzband rückwärts verfolgbaren Einschnitt. Im Malm ist noch die Strombiden-Gattung *Pterocera (Harpagodes)* wichtig, mit großer Endwindung, die in eine flügelartige Außenlippe mit Rippen ausläuft. Die Rippen enden in Hohlstacheln; der Ausguß ist lang und gekrümmt *(Pterocera oceani*-Kimmeridge, Taf. XLII, 18). Interessant ist das letzte Auftreten der Conularien im Lias.

Cephalopoden. In keiner anderen Formation sind die Ammoniten als Zonenfossilien so berühmt geworden wie im Jura. Das Streben nach Exaktheit hat hier aber zu einer so weitgehenden spezifischen und generischen Aufspaltung geführt, daß das ordnende Prinzip der Verwandtschaft schließlich kaum noch zu erkennen war, zumal die Nomenklatur in den einzelnen Ländern verschieden gehandhabt wurde. WEDEKIND hat das Verdienst, eine Neuordnung angebahnt zu haben, welche einen Überblick erleichtert und der folgenden Schilderung zugrunde liegt.

Einleitend sei bemerkt, daß bei den Nautiloideen *Orthoceras* nun verschwunden ist; *Nautilus* mit glatten, rundlichen Windungen, die stark übergreifen, ist dagegen häufig und wird im Oberjura sehr groß (bis 1 m Durchmesser).

Tafel XLIII, Jura



Erklärung nebenstehend

Die Ammoniten entwickeln sich neu, da die spezialisierten Triasgattungen im Rhät aussterben. Nur der *Phylloceras*-Stamm mit glatter, oft Einschnürungen tragender Schale und breitblättrigen (makrophyllen) Sätteln überschreitet die Rhät-Lias-Grenze wenigstens in einer Gattung *(Rhacophyllites)* und lebt mit geringen Veränderungen weiter, bleibt stratigraphisch ziemlich indifferent, weist aber nun gelegentlich Skulpturen auf (Taf. XLIII, 8).

Dagegen zeigt die *Lytoceras*-Gruppe fortgeschrittene Merkmale; die Zerschlitzung ist kleinblättrig (mikrophyll), der Innenlobus zerschlitzt, die gesamte Lobenlinie durch starke Zähnelung und durch tiefe Spaltung der Sattelscheitel ausgezeichnet. Diese Merkmale, ferner eine zunächst tripartite, später bipartite Zackung der Loben sind auch für die übrigen Juraammoniten bezeichnend. Sonst ist *Lytoceras* noch wenig differenziert: die Umgänge greifen wenig über und sind rundlich; die Rippen sind einfach und gehen ohne Unterbrechung über die Außenseite; periodische Einschnürungen oder Wülste sind unselten; *Lytoceras* gehört also zu den „Einfachrippern", lebt im ganzen Jura und der Kreide weiter (Taf. XLIII, 7).

Die übrigen Juraammoniten zeigen demgegenüber eine ungeheure Differenzierung und eine zonare Gebundenheit der Arten. Dabei bleibt die Lobenlinie verhältnismäßig konstant. Sie hat eine geringere Zahl von Elementen I. Ordnung als in der Trias (6 bis 7 Loben). Diese Elemente sind aber stark gezackt und gezähnelt, wobei die Komplikation im Mitteljura ihren Hauptgrad erreicht und dann wieder abnimmt. Bezeichnend ist die tiefe Spaltung der Sattelscheitel.

Die Schalenskulptur zeigt eine ähnliche Entwicklung wie in der Trias. WEDEKIND unterscheidet: 1. Epoche der Einfachripper, II. Epoche der Sichelripper, III. Epoche der Gabelripper, IV. Epoche der Spaltripper, V. Epoche der Abbauripper, schon der Kreide angehörend. Die Berippungsart braucht indessen nicht unbedingt eine Verwandtschaft aufzuzeigen, da anscheinend verschiedene Stammgruppen unabhängig voneinander, aber mehr oder weniger synchron, dieselben Stadien durchlaufen.

E i n f a c h r i p p e r. Die Gattung *Psiloceras* aus dem untersten Lias α vermittelt zum Phylloceras-Stamm und ist der Ausgangspunkt der weiteren Entwicklung (Taf. XLIII, 1). Die Röhre ist weit genabelt, der Querschnitt rundlich; es treten nur Radialstreifen oder kurze Faltenrippen *(Caloceras)* in der Nabelregion auf. W. LANGE hat gezeigt, daß die Psiloceraten eine Reihe von zeitlich getrennten Gattungen entwickeln, so daß der untere Lias α weltweit in Biozonen aufgegliedert werden kann; dasselbe gilt von den Schlotheimien des mittleren Lias α.

Eine Reihe von Untergattungen *(Waehneroceras, Saxoceras)* vermittelt den Über-

Tafel XLIII (S. 434): Ammoniten des Lias

L i a s α: 1. a bis c *Psiloceras planorbe;* 2. a und b *Schlotheimia angulata;* 3. a bis c *Arietites bucklandi.*

L i a s β: 4. a bis c *Aegoceras planicosta;* 5. a und b *Oxynoticeras oxynotum.*

L i a s γ: 6. a und b *Liparoceras;* 7. a und b *Lytoceras fimbriatum;* 8. a *Phylloceras ibex;* 8. b *Phylloceras nilssoni* Lobenlinie; 9. a und b *Deroceras davoei;* 10. *Aegoceras capricornu.*

L i a s δ: 11. a und b *Amaltheus margaritatus;* 11. c *Amaltheus spinatus.*

L i a s ε: 12. a und b *Harpoceras elegans;* 13. *Dactylioceras commune,* Bruchstück eines Umganges; 14. a und b *Hildoceras bifrons.*

L i a s ζ: 15. a und b *Coeloceras* (ε bis ζ); 16. a *Hammatoceras insigne;* 16. b und c desgleichen, Querschnitt-Varianten.

gang zu *Schlotheimia* (Taf. XLIII, 2) mit höherem Querschnitt und Rippen, welche auf der Außenseite eine Furche freilassen (mittlerer Lias α).

Im oberen Lias α herrschen dagegen die „gekielten Psiloceraten" oder Arieten im weiteren Sinne, welche über *Caloceras* und *Alsatites* auf *Psiloceras* zurückgehen (Taf. XLIII, 3). Sie sind weitnabelig und durch einen von zwei wechselnd deutlichen Furchen umgrenzten Kiel auf der Außenseite ausgezeichnet; *Arietites* beherrscht noch den Lias β, in dem aber daneben die Aegoceraten erscheinen (Taf. XLIII, 4 und 10), „einfache Ringripper" mit die Außenseite umspannenden und auf ihr verbreiterten Rippen (Siegelringtypus von *Aegoceras capricornu).* Daneben ist hier *Oxynoticeras,* ein Seitenzweig glatter, scheibenförmiger, engnabeliger Psiloceren mit zugespitzter Außenseite häufig (Taf. XLIII, 5).

Im Lias γ herrschen die Aegoceraten mit einfachen (außen nicht abgeplatteten) Rippen, aber gelegentlich mit Knoten *(Deroceras,* Taf. XLIII, 9), doch treten auch Seitenzweige auf: *Liparoceras* mit engem Nabel, subquadratischem Querschnitt im Alter und Knoten an der Außenseite, an denen Spaltrippen auftreten (Taf. XLIII, 6); *Polymorphites* – weit genabelt, mit knotentragenden Rippen, welche im Außenkiel zusammenstoßen. Als Abschluß erscheinen im Lias δ die Amaltheen, hochmündige bzw. quadratische Formen mit einfachen, aber etwas geschwungenen Rippen und Zopfkiel (Taf. XLIII, 11). Wir hätten also folgende Zeittafel:

Lias δ. Einfachripper mit Zopfkiel (Amaltheen).
Lias γ. Einfache Ringripper; *Deroceras, Aegoceras* u.s.w.
Lias β. *Arietites.* „Siegelring-*Aegoceras, Oxynoticeras.*
Oberer Lias α. Gekielte Psiloceraten *(Arietites).*
Mittlerer Lias α. Psiloceraten mit Außenfurche *(Schlotheimia).*
Unterer Lias α. Glatte Psiloceraten *(Psiloceras planorbe).*

Die Sichelripper (Harpoceren im weiteren Sinne) kennzeichnen den Lias ε und ζ und den Dogger α, β und zum Teil γ. Es sind scheibenförmige Gehäuse mit zugeschärftem oder gekieltem Außenrand, der entweder einen Vollkiel oder einen durch eine dünne Wand abgetrennten Hohlkiel umschließt. Nach WEDEKIND alternieren die beiden Kielformen in regelmäßiger Weise, wobei die Vollkielformen eine einfachere, die Hohlkielformen eine stark verfaltete Lobenlinie haben. Die kennzeichnenden Sichelrippen sind entweder einfach oder gegabelt, wobei die Gabelungsstelle im Laufe der Entwicklung von der Naht nach außen rückt. Die Folge ist von oben:

Dogger γ. Vorwiegend Hohlkielformen *(Sonninia);* Rippenstiel mit Knoten, von denen wenig geschwungene Gabelrippen ausgehen (Taf. XLIV, 3). Daneben reliktische Vollkielformen *(Witchellia, Hyperlioceras,* Taf. XLIV, 4).

Dogger β. Vorherrschend Vollkielformen, wie *Ludwigia,* relativ dick und weitnabelig; am Nabel Knoten, von denen Gabelrippen ausgehen, die nach außen in Sichelstreifen übergehen. Taf. XLIV, 2.

Dogger α. Vollkielformen, engnabelig und scheibenförmig mit gegabelten und außen in Sichelstreifen übergehenden Rippen *(Lioceras).* Taf. XLIV, 1.

Lias ζ. Im oberen Teil *Lioceras* (engnabeliger wie oben) und *Dumortieria* mit fast geraden Rippen.

In der Mitte Hohlkielharpoceren mit schwach geschwungenen und an der Naht gegabelten Rippen *(Hammatoceras).* Taf. XLIII, 16.

Unten Vollkielformen mit einfacher Lobenlinie und kleinen Knoten am Nabel; oben hat *Grammoceras* einfache schwach geschwungene Rippen, unten *Lillia* und *Haugia* mit Gabelrippen.

Lias ε. Oben *Hildoceras* (Vollkiel) mit Spiralfurche und stark geschwungenen Rippen (Taf. XLIII, 14), unten *Harpoceras* (Hohlkiel), ohne Furche (Taf. XLIII, 12). Es treten auch Formen mit geraden, einfach gespaltenen und geknoteten Rippen *(Coeloceras, Dactylioceras)* auf. Taf. XLIII, 15 und 13.

Im höheren Dogger sind Sichelripper seltener; erwähnt seien *Hecticoceras* (Taf. XLIV, 14), *Oecotraustes (Creniceras)* mit gezähneltem *Außenrand* (Taf. XLIV, 17) und *Strigoceras* mit spiralen Streifen und Hahnenkamm-Kiel. Wahrscheinlich setzen die Harpoceren aber in den enggenabelten Oppelien fort, die im Dogger scheibenförmig und schwach berippt sind *(Oppelia subradiata, aspidoides,* Taf. XLIV, 6 und 9); dieser Zweig ist im Malm durch *Oppelia (Streblites) tenuilobata* vertreten (Taf. XLV, 9). Wichtiger sind im Malm: *Oppelia flexuosa* mit gewölbtem Querschnitt, kräftigeren Sichelrippen und Knotenreihen (Taf. XLV, 6); *Oppelia (Ochetoceras) canaliculata* mit spiralen Seitenfurchen; *Neumayria* – flach, weitgenabelt, aus dem borealen Oberjura. Die Knoten und Gabelpunkte rücken im Laufe der Entwicklung nach dem Außenrand. Häufig sind Kalkdeckel (Aptychen) erhalten. Vielleicht kann man an diese Gruppe den glatten involuten *Haploceras* mit gerundetem Querschnitt anschließen (Oberjura der Tethys), Taf. XLV, 3.

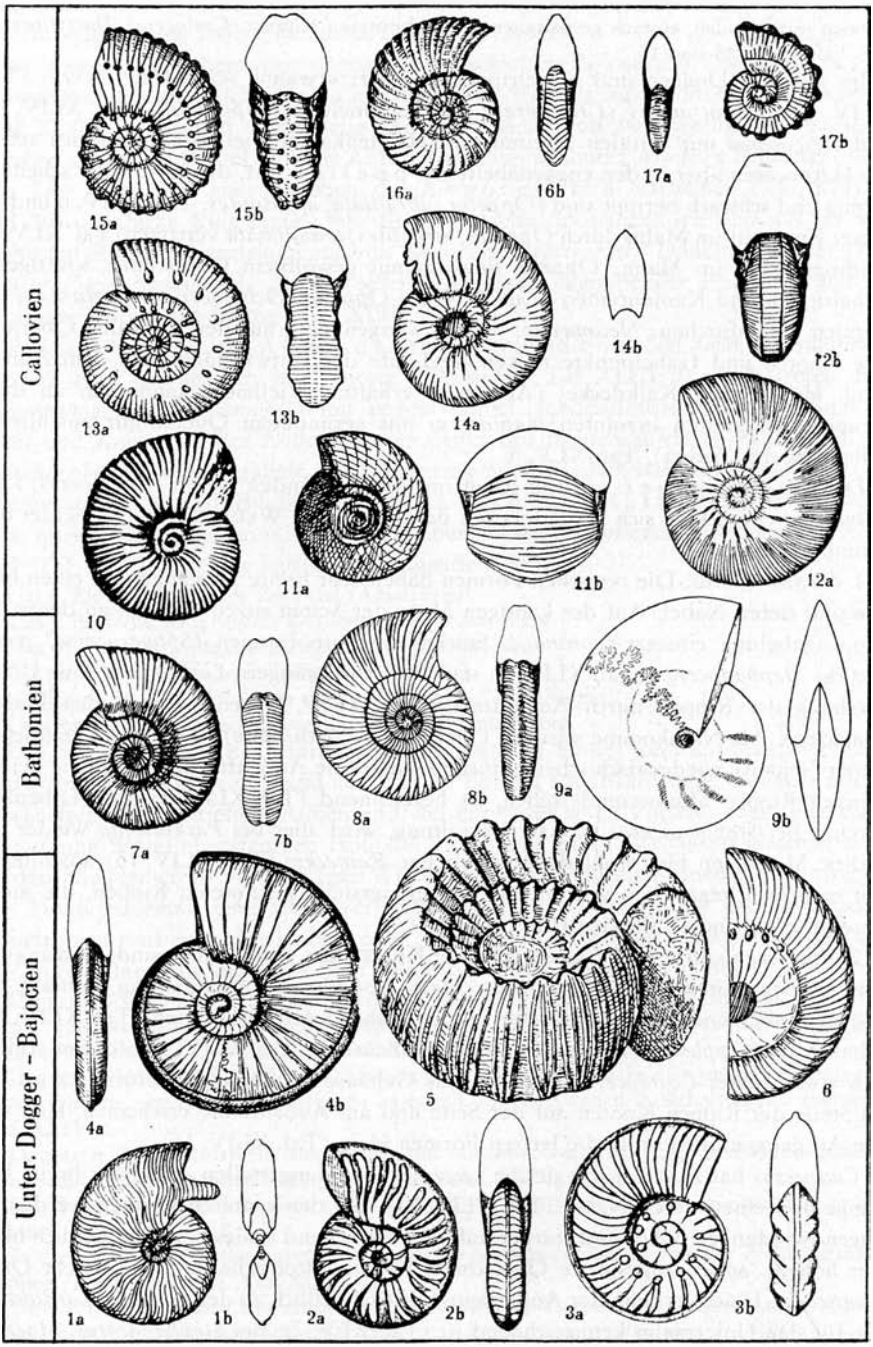
Die Gabelripper, welche schon im Lias vorhanden waren *(Coeloceras, Dactylioceras)* entwickeln sich besonders seit dem Dogger γ. WEDEKIND unterscheidet drei Grundtypen:

1. *Stephanoceras.* Die typischen Formen haben sehr breite Umgänge und einen offenen und tiefen Nabel. Auf der kantigen Mitte der Seiten sitzen Knoten, an denen die Rippengabelung einsetzt *(coronati).* Stärker involute Formen *(Sphaeroceras)* treten zurück. *Stephanoceras* (Taf. XLIV, 5) und die etwas jüngere *Garantiana* (mit Unterbrechung der Rippen durch Außenfurche, Taf. XLIV, 7) kennzeichnen den Dogger (Bajocien). Als Nachkomme wird im Oberdogger (Bath-Stufe) *Parkinsonia* angesehen, deren Gehäuse wieder flach scheibenförmig wird; eine Außenfurche, an der die beiderseitigen Rippen alternierend stehen, ist bezeichnend (Taf. XLIV, 8). Die Lobenlinie erreicht bei *Stephanoceras* stärkste Verfaltung, wird aber bei *Parkinsonia* wieder einfacher. Man kann hier wohl die weitnabelige *Reineckia* (Taf. XLIV, 13) anschließen, mit mehrfach gegabelten und an der Gabelungsstelle geknoteten Rippen, die außen unterbrochen sind (Callovien-Unteroxford).

2. *Macrocephalites* und *Cadoceras* ohne Knoten am Gabelpunkt sind Ausgangsformen zweier Stämme im Oberdogger. *Macrocephalites* ist hochmündig, gebläht, mit engem Nabel und Rippen, die sich in der Nähe der Naht spalten (Taf. XLIV, 10). Ähnlich ist *Kepplerites* mit abgeplatteter Außenseite (Taf. XLIV, 12); daran schließt sich etwas später *Cosmoceras,* bei dem das Gehäuse wieder scheibenförmig wird und an Stelle der Rippen Knoten auf der Seite und am Außenrande erscheinen. Hier sind die Ausgangsstadien groß, die letzten Formen klein (Taf. XLIV, 15).

Cadoceras hat zunächst die gleiche Lage der Gabelungsstellen, aber sehr breite Umgänge und einen tiefen Nabel (Taf. XLIV, 11). Bei den späteren Formen werden die Jugendwindungen höher und stärker aufeinander reitend (galeat) und schließlich bleibt der höhere, außen zugespitzte Querschnitt bis ins Alter erhalten; so entsteht *Quenstedticeras.* Eine Kerbung der Außenseite führt schließlich zu der Gattung *Cardioceras,* die für den Untermalm kennzeichnend ist (Taf. XLV, 2). Bei *Stephanoceras, Macroce-*

Tafel XLIV, Jura

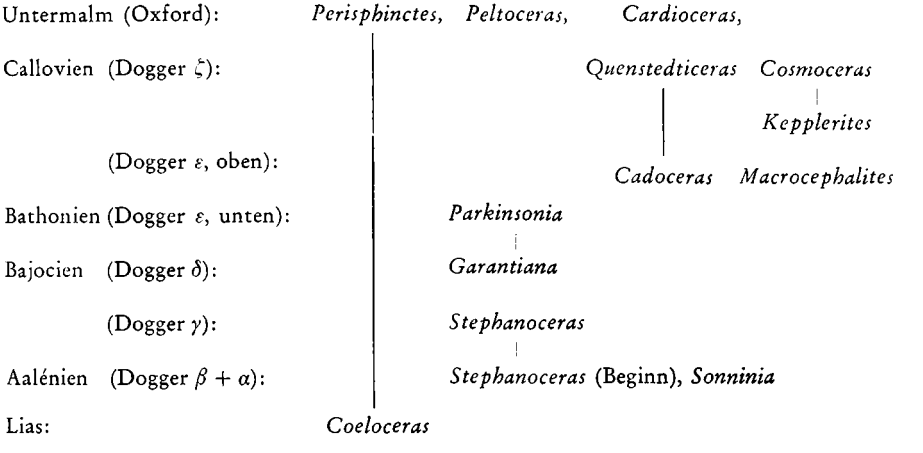


Erklärung nebenstehend

phalites und *Cadoceras* geht also die Entwicklung unabhängig und gleichsinnig von großen, geblähten zu kleineren, scheibenförmigen Formen mit differenzierter Außenseite.

3. *Perisphinctes* erscheint im Oberdogger und ist wahrscheinlich der Ausgangstypus für die Hauptformen im Oberjura. Die älteste Gruppe *(Perisphinctes plicatilis* und andere) ist weitnabelig mit rundlichem Querschnitt und an der Außenseite gegabelten Rippen (Taf. XLV, 4). Bezeichnend sind periodische Einschnürungen und eine an der Naht zurückweichende Lobenlinie. Fast gleichzeitig erscheint *Peltoceras* mit quadratischem Querschnitt und Gabelrippen, welche bei ausgewachsenen Formen außen allmählich verschwinden, aber am Außenrande Knoten tragen (Taf. XLV, 1). An diese Oxfordform schließen sich langlebigere Typen an, so vor allem *Aspidoceras* (bis Unterkreide), bei dem die Rippen allmählich durch 1 bis 2 Knotenreihen ersetzt werden (Taf. XLV, 11) und die schlankere *Waagenia* (Portland) mit ähnlicher Skulptur, aber außen gefurcht (Taf. XLV, 15). Das ähnliche *Physodoceras* (Malm) ist engnabeliger, stärker geblät und hat niedrigere Umgänge und keinen Suspensivlobus. Hierzu rechnet SCHINDEWOLF *Sutneria* (Kimmeridge und Portland) mit Knoten an der Außenseite und außen abgeplatteter und oft (Taf. XLV, 12) glatter Wohnkammer.

Für die Epoche der „Gabelripper" ergibt sich also:



Tafel XLIV (S. 438): Ammoniten des Dogger

Unterdogger (Aalener Stufe): 1. a und b *Lioceras opalinum*, Dogger α; 2. a und b *Ludwigia murchisonae*, Dogger β.

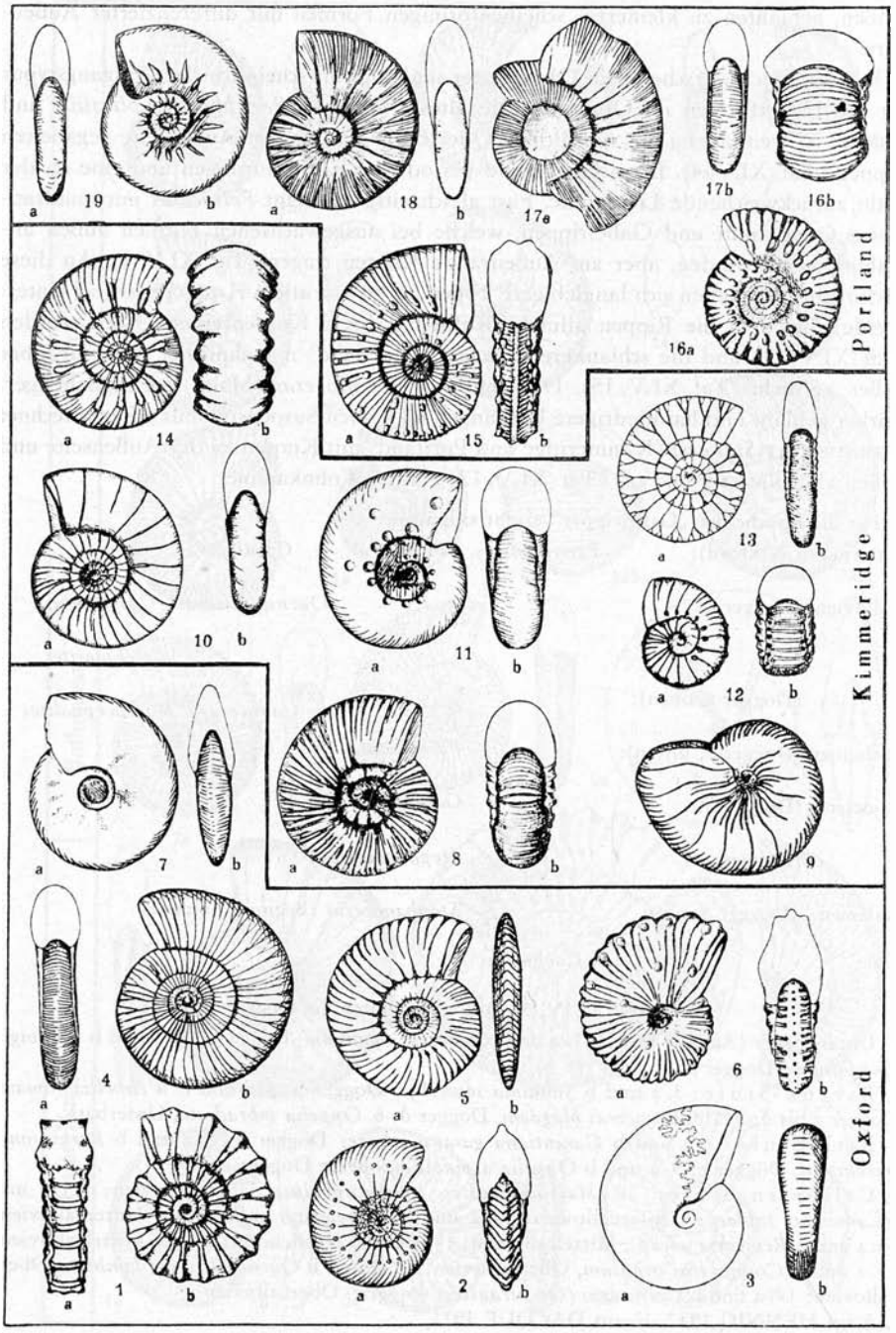
Bayeux-Stufe: 3. a und b *Sonninia sowerbyi*, Dogger γ; 4. a und b *Witchellia romani*, Dogger γ bis δ; 5. *Stephanoceras blagdeni*, Dogger δ; 6. *Oppelia subradiata*, Unterbath.

Bath-Stufe: 7. a und b *Garantiana garanti*, oberer Dogger δ; 8. a und b *Parkinsonia parkinsoni*, Dogger ε; 9. a und b *Oppelia aspidoides*, oberer Dogger ε.

Callovien-Stufe: 10. *Macrocephalites macrocephalus*, Untercallovien; 11. a und b *Cadoceras sublaeve*, Untercallovien; 12. a und b *Kepplerites calloviensis*, Untercallovien; 13. a und b *Reineckia anceps*, Mittelcallovien; 14. a und b *Hecticoceras lunula*, Mittelcallovien; 15. a und b *Cosmoceras ornatum*, Obercallovien; 16. a und b *Quenstedticeras lamberti*, Obercallovien; 17. a und b *Creniceras (Oecotraustes) renggeri*, Obercallovien.

5 aus HENNIG 1932, 10 aus DACQUÉ 1921.

Tafel XLV, Jura



Erklärung nebenstehend

Spaltripper gehen von *Perisphinctes* aus, wobei aber ein Zweig die einfache Teilung (Monoschizotomi, zum Teil auch Schaltrippen am Außenrande) beibehält; diese kann dabei zwei-, drei- und vierteilig sein (bi-, tri-, quadripartit); die Rippen sind entweder gerade oder nach vorne oder hinten gezogen (recti-, pro-, retrocostat). Der Suspensivlobus bleibt für die Gruppe kennzeichnend. Zu nennen sind:

Divisosphinctes (Orthosphinctes) — weitnabelig, mit geraden bipartiten, wulstigen Rippen (besonders Oberoxford).

Pictonia — weitnabelig bis zum Ende, niedrigmündig, mit glatter Wohnkammer (Oberoxford — Unterkimmeridge, Taf. XLV, 10).

Ringsteadia — ebenfalls glatte Wohnkammer, aber am Ende enggenabelt und hochmündig (Oberoxford, Taf. XLV, 7).

Idoceras — hochmündig, Rippen außen unterbrochen (Taf. XLV, 5).

Die übrigen Spaltripper unterscheiden sich durch mehrfache Aufspaltung (Polyschizotomie); man unterscheidet drei Typenreihen:

1. Fascipartit, d. h. 4 bis 8 Rippen in Bündeln von einem Spaltpunkt ausgehend, der zuerst am Nabel liegt, später gegen den Außenrand rückt. Die älteren Formen dieses Holcostephanen-Zweiges haben nur einen Spaltpunkt, die späteren (Portland, besonders Unterkreide) mehrere.

Rasenia — niedrigmündig, Spaltpunkte am Nabel. Unterkimmeridge (Taf. XLV, 8).

Aulacostephanus — hochmündiger, mit Furche auf der Außenseite. Oberkimmeridge (Taf. XLV, 14).

Gravesia — ohne Medianfurche, Spaltpunkte höher gerückt, niedrigmündig mit tiefem Nabel. Unterportland. Taf. XLV, 16. *Craspedites* — ziemlich engnabelig, mit runder Außenseite, kräftigen Knoten am Innenrand und schwachen Büschelrippen (Taf. XLV, 19). Borealer Oberjura und unterste Kreide. Ähnlich ist der himalayische *Spiticeras* (Taf. LIII, 1).

2. Diversipartite Gruppe, d. h. mehrere Spaltpunkte übereinander, und zwar erfolgt die Gabelung nach beiden Seiten (ästig), im Sonderfall mit Spaltepunkten in regelmäßigen Reihen (polyplok). Im Laufe der Entwicklung rückt der Spaltpunkt vom Außenrand gegen den Nabel. Die wichtigste Form ist *Ataxioceras* (Unterkimmeridge). Taf. XLV, 13.

3. Virgatipartit, d. h. auch mehrfach, aber nur einseitig gespaltene (fiederige) Rippen. Auch hier rückt der Spaltpunkt gegen den Nabel. Die meisten Formen sind hoch-

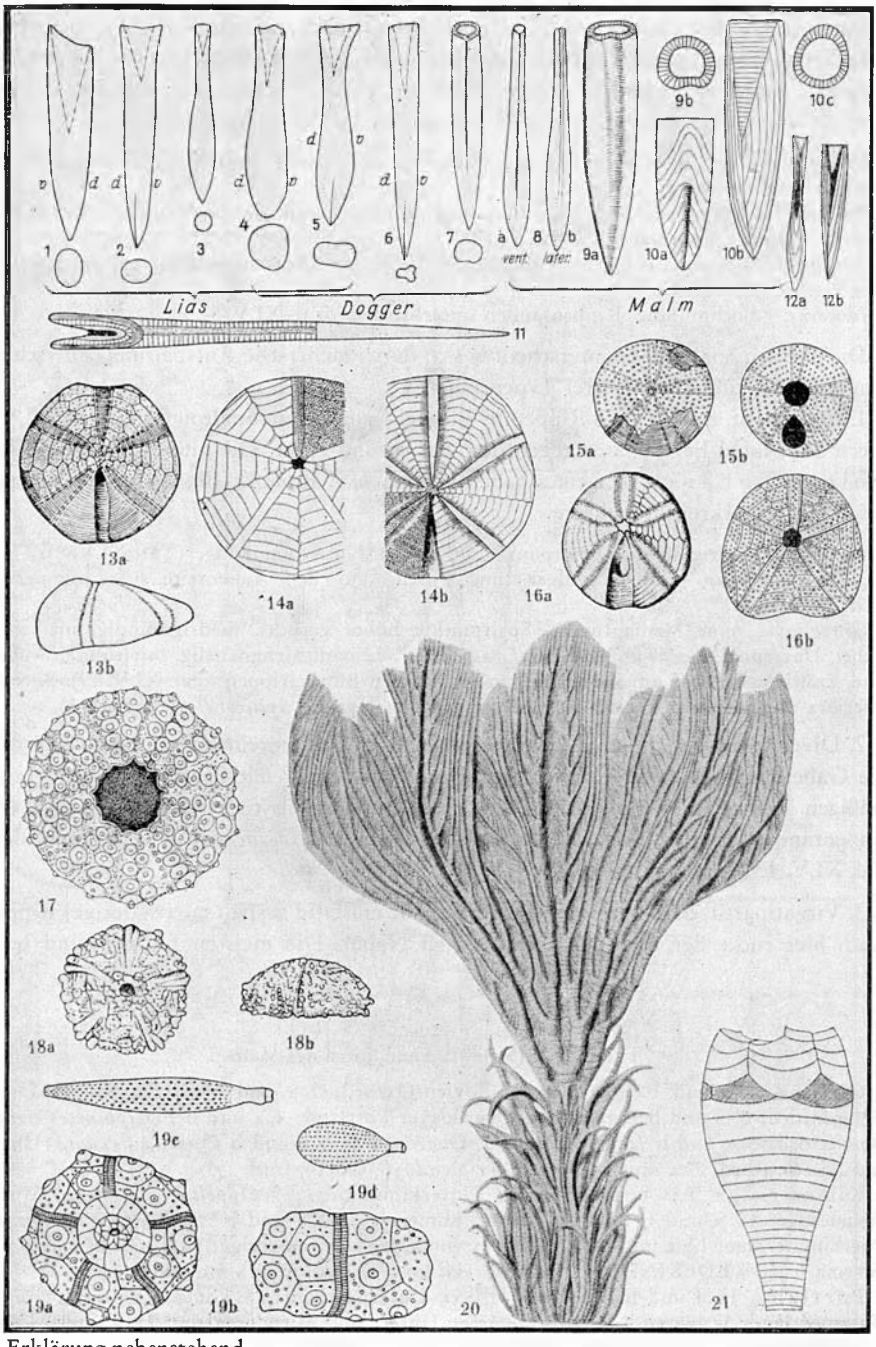
Tafel XLV (S. 440): Ammoniten des Malm

Oxford. 1. a und b *Peltoceras,* Callovien-Oxford; 2. a und b *Cardioceras cordatum,* Unteroxford; 3. a und b *Haploceras,* Oberdogger-Portland; 4. a und b *Perisphinctes tiziani,* Oberoxford; 5. a und b *Idoceras planula,* Oberoxford; 6. a und b *Oppelia flexuosa,* Unter- und Mitteloxford; 7. a und b *Ringsteadia pseudoyo,* Oberoxford.

Kimmeridge. 8. a und b *Rasenia,* Unterkimmeridge; 9. *Oppelia tenuilobata,* Mittelkimmeridge; 10. a und b *Pictonia,* Unterkimmeridge; 11. a und b *Aspidoceras acanthicum,* Oberkimmeridge; 12. a und b *Sutneria platynota,* Unterkimmeridge; 13. a und b *Ataxioceras* (Schema nach WEDEKIND); 14. a und b *Aulacostephanus,* Oberkimmeridge.

Portland. 15. a und b *Waagenia beckeri,* Unterportland; 16. a und b *Gravesia gravesi,* Unterportland; 17. a und b *Virgatosphinctes,* Unter- und Mittelportland; 18. a und b *Virgatites virgatus,* Oberportland; 19. a und b *Craspedites subditus.*

Tafel XLVI, Jura



Erklärung nebenstehend

mündig und engnabelig. Typisch ist *Virgatites* aus dem borealen Obermalm (Taf. XLV, 18). Formen, die zu *Ataxioceras* vermitteln, treten im Portland und Oberkimmeridge auf: *Pseudovirgatites* mit unregelmäßigerer Aufspaltung, *Virgatosphinctes* mit im Alter zunehmender virgatopartiter Aufspaltung (Taf. XLV, 17), *Virgatosphinctoides* und andere.

Die Lobenlinie der Spaltripper hat meistens den typischen Suspensivlobus, zeigt aber eine zunehmende Vereinfachung.

Belemniten. Aus seltenen triadischen Vorläufern (s. S. 383) entwickelt sich im Jura eine ungeheure Fülle von echten Belemniten, d. h. von dibranchiaten Cephalopoden, welche durch einen vom Mantel umwachsenen massiven Endstachel (Rostrum) und eine in diesem steckende, gekammerte Röhre mit Sipho (Phragmokon) ausgezeichnet sind. Da von den Belemniten meist nur das Rostrum erhalten ist und da die physiologische Bedeutung der auf diesem erkennbaren Furchen und Schlitze keineswegs feststeht (Flossenansätze nach ABEL, Gefäßeindrücke nach STOLLEY), hat die Systematik dieser Gruppe nur bedingte Bedeutung. Am besten durchdacht ist die Einteilung von STOLLEY, welcher an die alte Gliederung QUENSTEDTs in „untere" (Lias und Dogger zum Teil), „mittlere" (Malm und Unterkreide) und „obere" Belemniten (Oberkreide) anknüpfte.

Die „unteren" Belemniten *(Polyteuthidae)* umschließen mehrere Typen. Die ältesten Formen des Lias α und β haben kurze Rostren mit tiefer Alveole (*Coeloteuthis* = *Breves* QUENSTEDT) ohne Furchen (Taf. XLVI, 1). Daran schließen sich im Lias γ bis ε die *„Paxillosi" (Holcoteuthis)* mit längerem zylindrischem Rostrum und zwei seitlichen, der Rückenseite genäherten dorsolateralen Spitzenfurchen (Taf. XLVI, 2). Anscheinend gehen von ihnen die keulenförmigen *Clavati* (Taf. XLVI, 3) mit dorsolateralen Spitzenfurchen aus und die nach TRIPP mit ihnen durch Übergänge verbundenen *Ventroplani (Rhopalobelus,* Lias γ bis Unterdogger, Taf. XLVI, 4) mit abgeflachter Bauchseite und exzentrischer Apicallinie (Linie, welche das Ende des Phragmokons mit der Rostrumspitze verbindet und von der die radialen Fasern des Rostrums ausstrahlen). Die seitlich zusammengepreßten Formen des Oberlias und Unterdogger, welche wohl auch mit den *Clavati* zusammenhängen, werden als *Dactyloteuthis* bezeichnet (Taf. XLVI, 5). Im Mitteldogger erreichten die an *Paxillosi* anschließenden *Gigantei*

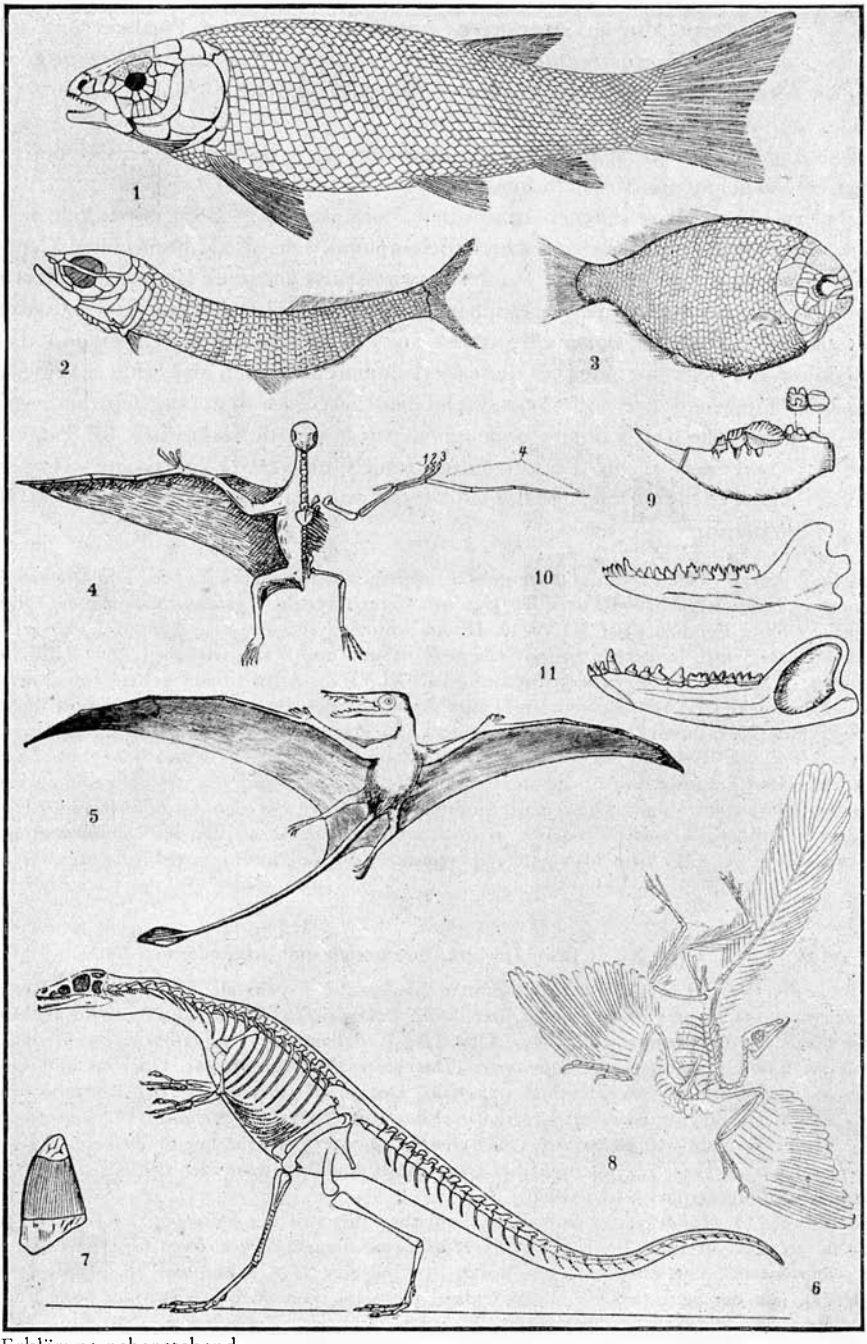
Tafel XLVI (S. 442): Jura, Belemniten und Echinodermen

Belemniten. Längs- und Querschnitte (d-dorsale, v-ventrale, later.-laterale Region). 1. *Belemnites (Cocloteuthis) acutus,* Unterlias; 2. *Belemnites (Holcoteuthis) paxillosus,* Mittel- und Oberlias; 3. *Belemnites clavatus,* Oberlias; 4. *Belemnites (Rhopalobelus) ventroplanus,* Oberlias und Unterdogger; 5. *Belemnites (Dactyloteuthis) compressus,* Oberlias und Unterdogger; 6. *Belemnites (Megateuthis) triparitus,* Dogger; 7. *Belemnites (Belemnopsis) canaliculatus,* Oberdogger; 8. *Belemnites (Hibolites) hastatus,* Malm; 9. *Belemnites (Cylindroteuthis) absolutus,* Obermalm; 10. *Belemnites (Pachyteuthis) panderi,* Obermalm; 11. *Belemnites (Cuspiteuthis) acuarius,* Lias; 12. Schematischer Querschnitt eines clavirostriden (a) und conirostriden (b) Belemnitenrostrums nach ABEL.

Seeigel. 13. *Hyboclypeus gibberulus,* von oben (a), von der Seite (b); 14. *Clypeus ploti,* von unten (a), von oben (b), Dogger; 15. *Holectypus orificatus,* von oben (a), von unten (b); 16. *Echinobrissus,* von oben (a), von unten (b), Dogger; 17. *Cyphosoma;* 18. *Glypticus,* von oben (a), von der Seite (b), Malm; 19. *Cidaris coronata,* von oben (a), von der Seite (b) und Stacheln (c, d), Malm.

Seelilien. 20. *Pentacrinus;* 21. *Apiocrinus,* nach HENNIG.

Tafel XLVII, Jura



Erklärung nebenstehend

(Megateuthis) die größten Dimensionen (Taf. XLVI, 6). Neben den Seitenfurchen tritt hier noch eine Bauchfurche an der Spitze auf, so daß die älteren Formen gelegentlich zur Gruppe der *Tripartiti* zusammengefaßt wurden. Abseits steht *Cuspiteuthis (Belemnites acuarius)* des Oberlias und Unterdogger, dessen Rostrum sich nach normalem Anfangswachstum später zu einem langen Hohlspieß entwickelt (Taf. XLVI. 11).

Unter den „mittleren" Belemniten spielt die im Dogger beginnende Gruppe der *Hastati* die Hauptrolle; sie besitzen einen ventralen Schlitz an der Alveole, von dem eine ± lange Furche weiterzieht. Die älteren *(Canaliculati = Belemnopsis)* haben zylindrische Gestalt und wenig ausgebildete Seitenlinien (Taf. XLVI, 7), die jüngeren des Malm und der Unterkreide *(Hibolites)* sind schlank lanzenförmig mit deutlichen, von der Alveole ausgehenden Seitenlinien (Taf. XLVI, 8). Abzutrennen ist davon nach STOLLEY die Gattung *Cylindroteuthis* — schlank zylindrische Rostren ohne Alveolarschlitz, aber mit tiefer Bauchfurche, die indessen nicht von der Alveole, sondern von der Spitze ausgehen soll (Taf. XLVI, 9). Die Gattung beginnt im Dogger und hat ihre extremsten Vertreter mit sehr tiefer Bauchfurche im Oberjura und in der Unterkreide Osteuropas (absolute Belemniten). STOLLEY trennt davon die Gattung *Pachyteuthis* (Malm) mit exzentrischer Apicallinie und mit einem dorsoventral verlängerten Querschnitt (Taf. XLIV, 10).

Die Belemniten treten gelegentlich in dichten Packungen (Belemniten-Schlachtfelder im Lias) auf, welche als Anzeichen flachsten Meeres, geringer Sedimentbildung und starker Wasserbewegung gedeutet werden. Nach der Lebensweise unterscheidet ABEL den konischen, gedrungenen conirostriden und den schlanken, geschwungenen clavirostriden Typus (Taf. XLVI, 12).

Würmer und Gliederfüßler. Aufgewachsene Kalkröhrchen tubicoler Würmer *(Serpula)* sind im Jura häufig, im Portland gelegentlich gesteinsbildend (Serpulit).

Von Krebsen sind Ostracoden in Brack- und Süßwassersedimenten häufig *(Cypris, Candona, Bairdia)*, desgleichen Phyllopoden *(Estheria)*; die Ostracoden erweisen sich immer mehr als gute Leitfossilien. Die höheren Krebse sind reich entfaltet und schließen zum Teil an rezente Gattungen an.

Unter den Macruren gehören *Penaeus* und *Aeger* zu den Schwimmkrebsen (Garneelen). Bei den Kriechern seien *Eryon, Mecochirus, Cancrinus* und *Eryma* genannt. Die Brachyuren (Krabben) sind jedenfalls seit dem Lias bekannt *(Prosopon* und andere). Von den Xiphosuren tritt *Limulus* (dem heutigen ähnlich) auf.

Insekten sind aus dem Lias der Nordschweiz, des Vorharzes, Mecklenburgs und Englands und aus dem Malm von Solnhofen bekannt.

Man kennt Orthopteren (Heuschrecken), Phasmoiden (Gespensterheuschrecken), Blattoideen (Schaben), Mantoideen (Fangheuschrecken), Coleopteren (Käfer), Hymenopteren

Tafel XLVII (S. 444): Wirbeltiere des Jura

Fische. 1. *Lepidotus elvensis* nach JAEKEL, Lias; 2. *Pholidophorus,* Lias; 3. *Dapedius,* Lias.

Reptilien. 4. *Pterodactylus,* Malm, Rekonstruktion nach ABEL (1/2 natürlicher Größe); 5. *Rhamphorhynchus,* Malm, Rekonstruktion nach MARSH (natürliche Schädellänge etwa 12 cm); 6. *Compsognathus,* Malm nach v. HUENE (Länge etwa 3/4 m); 7. Zahn von *Machimosaurus* (Krokodil), Malm, schwach verkleinert.

Vögel. 8. *Archaeopteryx,* Malm, in Fundstellung mit Federn. Aus JAEKEL (1/4 natürlicher Größe).

Säugetiere. Unterkiefer von 9. *Plagiaulax,* 10. *Amphitherium,* 11. *Triconodon.*

(Immen, jedoch noch keine Wespen, Bienen und Ameisen), Odonaten (Libellen), Neuropteren, Phryganoiden (Köcherjungfern), Lepidopteren (Schmetterlinge), Dipteren (Mücken und Fliegen), Hemipteren (Wanzen), Homopteren (Cicaden, Blattläuse). Es ist damit fast die gesamte spätere Mannigfaltigkeit, wenigstens im Keim, vorhanden.

Echinodermen. Bei den Crinoiden sind bis auf die freischwimmende *Saccocoma* mit 5 dichotom gespaltenen, spiral eingerollten, schmalen Armen (Malm) nur die Articulaten von Bedeutung. Am häufigsten ist (besonders im Lias) *Pentacrinus* mit sehr kleinem Kelch, langen, stark verzweigten Armen und fünfstrahligem bzw. mit fünfstrahligem Stern auf den Gelenkflächen versehenem Stiel (Taf. XLVI, 20). Daneben seien *Eugeniacrinus* – kleine Formen mit reduzierten Armen und *Apiocrinus* mit birnförmigem Kelch erwähnt (Taf. XLVI, 21). Beide sind für den Oberjura kennzeichnend.

Die Entwicklung der Echiniden (Seeigel) zeigt den schrittweisen Übergang von regulären, gebißtragenden Formen zu irregulären, gebißlosen Typen, und zwar in deutlichem Zusammenhang mit dem Abwandern vom Felsboden in die Schlammgründe.

Im Lias herrschen die holostomen regulären Formen wie *Cidaris*, die auch im Malm reichlich auftreten (Taf. XLVI, 19). Dort werden die glyphostomen regulären Echiniden (mit gekerbter Mundöffnung) häufig, und zwar treten hier die ersten Saleniiden (mit großem Scheitelschild und etwas exzentrischem After) wie *Peltastes* und *Acrosalenia* auf, ferner die Diadematiden mit mehreren Porenpaaren auf großplattigen Ambulakraltafeln), wie *Hemicidaris, Glypticus* (mit unregelmäßigen Warzen), *Pseudodiadema* (klein, niedrig), *Cyphosoma* (rund, flach), *Orthopsis* (klein, mit schmalen Ambulacraltafeln und einfachen Porenreihen) Taf. XLVI, 17 und 18; endlich sind auch die Echinidae mit breiten Ambulakralfeldern und kleinen Stacheln schon vertreten *(Pedina, Stomechinus)*.

Die gebißtragenden irregulären Seeigel *(Gnathostomata)* mit medianem Mund, aber exzentrischem After treten im Dogger auf: *Holectypus* mit After auf der Unterseite (Taf. XLVI, 15) und *Pygaster* mit After auf der Oberseite seien genannt. Die atelostomen irregulären Echiniden (ohne Gebiß) mit exzentrischem After erscheinen auch im Dogger; einige davon erinnern noch an Holectypiden, so der fünfeckige *Hyboclypeus* (Taf. XLVI, 13) und die kleinere, ovale *Pyrina* (Malm). Einen subzentralen Mund, subpetaloide Ambulakren und in tiefer Furche gelegenen After auf der Oberseite hat *Echinobrissus* im obersten Dogger (Taf. XLVI, 16). Der große, flache, niedrige *Clypeus* mit Floszelle am Mund und einem in einer Furche gelegenen After ist schon im Unterdogger häufig (Taf. XLVI, 14); zur gleichen Gruppe gehört *Pygurus* (Malm). Dagegen ist von den hochgewölbten Holasteriden mit nach vorn verschobenem Mund nur *Collyrites* (mit langgestrecktem Scheitelschild) häufiger.

Die Schlangensterne zeigen schon eine Reihe heute lebender Gattungen *(Ophiocten* und andere) und solche, die rezenten nahestehen *(Geocoma, Ophiurella)*. Von Seesternen sind meist nur einzelne Platten im Oberjura bekannt. Die kleinen in die Haut eingelagerten Skelettelemente der Holothurien sind auch bekannt.

Wirbeltiere

Die wichtigsten Reste mariner Wirbeltiere liefern die schwarzen Schiefer des Lias ε und die hellen Plattenkalke des Obermalm.

Bei den **Fischen** sind die Selachier noch durch ähnliche Gattungen wie in der Trias (S. 387) vertreten: *Acrodus* mit niedrigen Bergzähnen und *Hybodus* mit spitzen Raubzähnen und

kräftigen Flossenstacheln. In die Nähe der rezenten Rochen gehört *Rhinobatis* aus dem Malm. Von Crossopterygiern tritt nur noch eine Gattung *(Undina)* auf. Reich entwickelt sind dagegen die Actinopterygier, unter denen nun die Holostei (Schmelzschupper = Ganoiden mit teilweiser Skelettverknöcherung) überwiegen; unter ihnen sind aber nun die homozerken Formen häufiger als die heterozerken. Genannt seien die schon in der Trias vertretenen Semionotidae *Lepidotus* und *Dapedius* (Taf. XLVII, 1 und 3) mit stumpfen Zähnen und die daran anschließenden, hochrhombischen Pycnodonten *(Gyrodus, Microdon)* mit Pflastergebiß zum Zerbeißen der Muscheln; ferner die mit Vollwirbeln und bezahnten Maxillen versehenen Pholidophoridae von meist langgestreckter Gestalt *(Pholidophorus* Lias, *Aspidorhynchus* mit schnabelartig vorspringendem Oberkiefer im Malm), von denen die Mehrzahl der Teleostei abstammen soll (Taf. XLVII, 2), und die unvollständig verknöcherten, mit rundlichen Schuppen versehenen „lachsähnlichen" *Pachycormus* (Lias) und *Caturus* (Malm).

Bei den Teleostei, d. h. Knochenfischen mit Schuppen ohne Schmelzschicht sei der kleine, „heringsähnliche" *Leptolepis* genannt.

Die **Amphibien** sind im allgemeinen selten; Stegocephalen treten nicht mehr auf. Die ältesten Anuren (Frösche) sind aus dem Malm Spaniens bekannt.

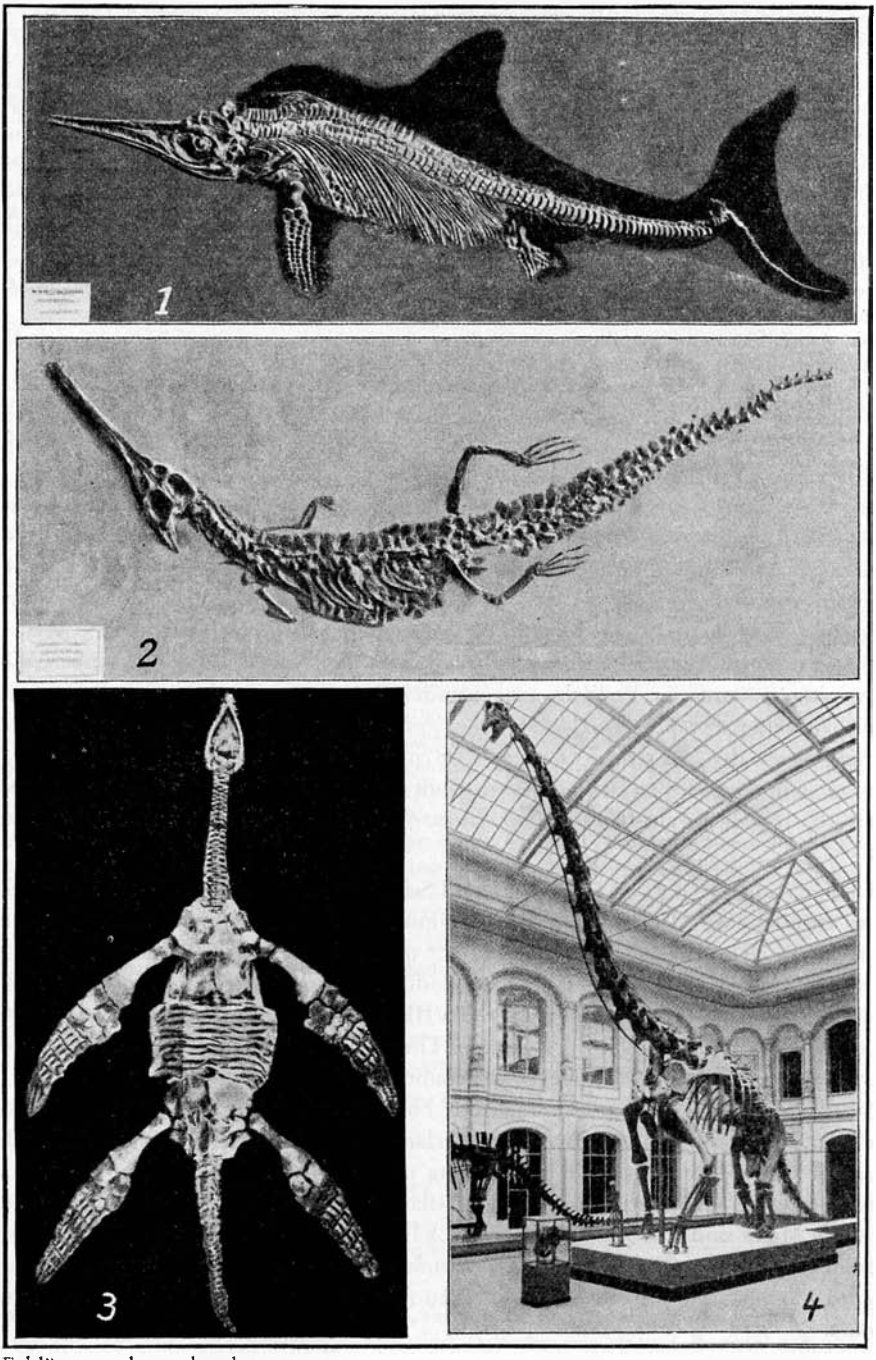
Die **Reptilien** entwickeln sich im Jura zu ungeheurer Blüte, wobei viele ältere Gruppen verschwunden sind. Meeresschildkröten *(Plesiochelys* pleurodir, *Chelonides, Eurysternum,* cryptodir) sind im Malm nicht selten.

Bei den marinen Reptilien sind besonders die parapsiden (mit oberem Schläfenloch) Ichthyosaurier und Sauropterygier reich vertreten. Die Ichthyosaurier waren ausgezeichnete Schwimmer mit dreieckiger Rückenflosse und zweilappiger Schwanzflosse (Taf. XLVIII, 1). Der lange Schädel mit spitzkonischen Zähnen ging ohne deutlichen Halsabschnitt in den torpedoförmigen Körper über; die Wirbelsäule zeigt eine charakteristische Abknickung in den unteren Schwanzlappen. Die Extremitäten waren in Paddeln umgewandelt, die entweder lang, mit vermehrter Phalangenzahl *(Stenopterygius),* oder breit, mit vermehrter Fingerzahl *(Eurypterygius)* waren. Unter den Sauropterygiern mit langem Hals, kurzem Schädel und Schwanz und Ruderfüßen ist *Plesiosaurus* (mit einigen Untergattungen) am wichtigsten (Taf. XLVIII, 3). Er dürfte an *Nothosaurus* (Trias) anschließen und hatte 24 Halswirbel.

Die Lepidosaurier (Eidechsen und Schlangen) sind noch wenig entwickelt, dagegen entfalten sich die Archosauria mit 2 Paar Schläfendurchbrüchen. Bei den primitiveren Rhynchocephalen (beschuppt, mit Schnabel und Sclerotikalring) sei *Homaeosaurus* (Malm) genannt. Die Krokodile sind im Lias durch *Teleosaurus* (gavialähnlich) und *Mystriosaurus* (Taf. XLVIII, 2), im Malm durch *Geosaurus* und *Machimosaurus* (Taf. XLVII, 7) vertreten. Diese Formen mit spitzkonischen Zähnen waren vorwiegend an das Meerleben angepaßt.

Sehr bedeutsam ist die Entwicklung der Flugsaurier (Pterosaurier). Ein leichtes Skelett mit Hohlknochen und die starke Verlängerung des vierten Fingers, welcher die Flughaut spannte, ferner der Sklerotikalring und der ziemlich spitze Schädel mit bezahnten Kiefern sind bezeichnend. Die ältesten treten schon im Lias auf *(Campylognathus).* Im Malm sind *Pterodactylus* (Taf. XLVII, 4) mit kurzem Schwanz (Flatterflieger, sperlings- bis adlergroß) und *Rhamphorhynchus* (Taf. XLVII, 5) mit langem Schwanz und Schwimmhäuten zwischen den Fußzehen (Segelflieger, Schädel 12 bis 20 cm lang) wichtig.

Tafel XLVIII, Jura



Erklärung nebenstehend

Bei den Landsauriern entwickeln sich nun die auf Thecodontier zurückgehenden Dinosaurier in zwei Hauptreihen:

Unter den Saurischia waren die aufrecht schreitenden Theropoden Raubtiere mit kräftigem Gebiß. Im Malm Deutschlands sei der kleine langhalsige *Compsognathus* (Taf. XLVII, 6), im höheren Jura Englands der größere *Megalosaurus* genannt; im obersten Jura Nordamerikas tritt *Allosaurus* auf (Taf. XLIX, 1). Die Sauropoden waren dagegen gewaltige, pflanzenfressende Formen, die wieder vierbeinig geworden waren. Kennzeichnend sind der kleine Kopf mit winzigem Gehirn, der lange Hals und das riesige Becken; der Neuralkanal in den Sacralwirbeln übertrifft das Gehirn vielfach an Größe. Sicher bekannt sind sie seit dem Dogger; im obersten Jura Ostafrikas und Nordamerikas fand sich *Brachiosaurus* (Taf. XLVIII, 4), das größte Landtier aller Zeiten. Die Hauptentfaltung reicht bis in die Unterkreide; nur in den Südkontinenten sind die Sauropoden in der Oberkreide noch herrschend.

Die Ornithischia mit vogelähnlichem Becken entwickeln sich erst in den Grenzschichten zur Kreide (s. daselbst). Nur *Stegosaurus* ist im Jura häufiger (Taf. XLIX, 2).

Berühmt ist das Auftreten des **Urvogels** *Archaeopteryx (Archaeornis)* im Obermalm von Solnhofen. Er besaß noch einige Reptilmerkmale, wie bezahnte Kiefer, Sklerotikalring, 3 freie Krallen an den vorderen Extremitäten (Flügeln), Bauchrippen und langen Wirbelschwanz. Dagegen sind das Fehlen der Schläfendurchbrüche, die große Hirnkapsel und das Federkleid echte Vogelmerkmale (Taf. XLVII, 8).

Von **Säugern** sind nur kleine Zähnchen und Kiefer im Dogger und Purbeck bekannt; es treten auf: Multituberculata – vielhöckerige Zähne *(Plagiaulax,* Taf. XLVII, 9); *Triconodonta:* dreispitzige Zähne mit 3 Spitzen hintereinander *(Triconodon,* Taf. XLVII, 11); *Pantotheria:* dreispitzig, trigonal, breit, mit Talon an den unteren Molaren *(Amphitherium,* Taf. XLVII, 10); *Symmetrodonta:* dreispitzig, trigonal, schmal. Die *Pantotheria* sind vielleicht die Ausgangsgruppe höherer Säuger.

2. Regionale Verteilung des Jura

Von den 1885 durch NEUMAYR unterschiedenen marinen Reichen haben das mediterrane und boreale bis heute ihre grundsätzliche Bedeutung beibehalten. Dagegen ist das mitteleuropäische Reich nur eine neritische Randprovinz des mediterranen Reiches; das kaukasische, himalayische und südandine Reich sind ebenfalls Unterabteilungen und auch das japanische „Reich" besitzt nur bedingte Selbständigkeit. Die mitteleuropäische Provinz mit ihrer klassischen Gliederung soll hier zuerst besprochen werden.

Tafel XLVIII (S. 448): Reptilien des Jura

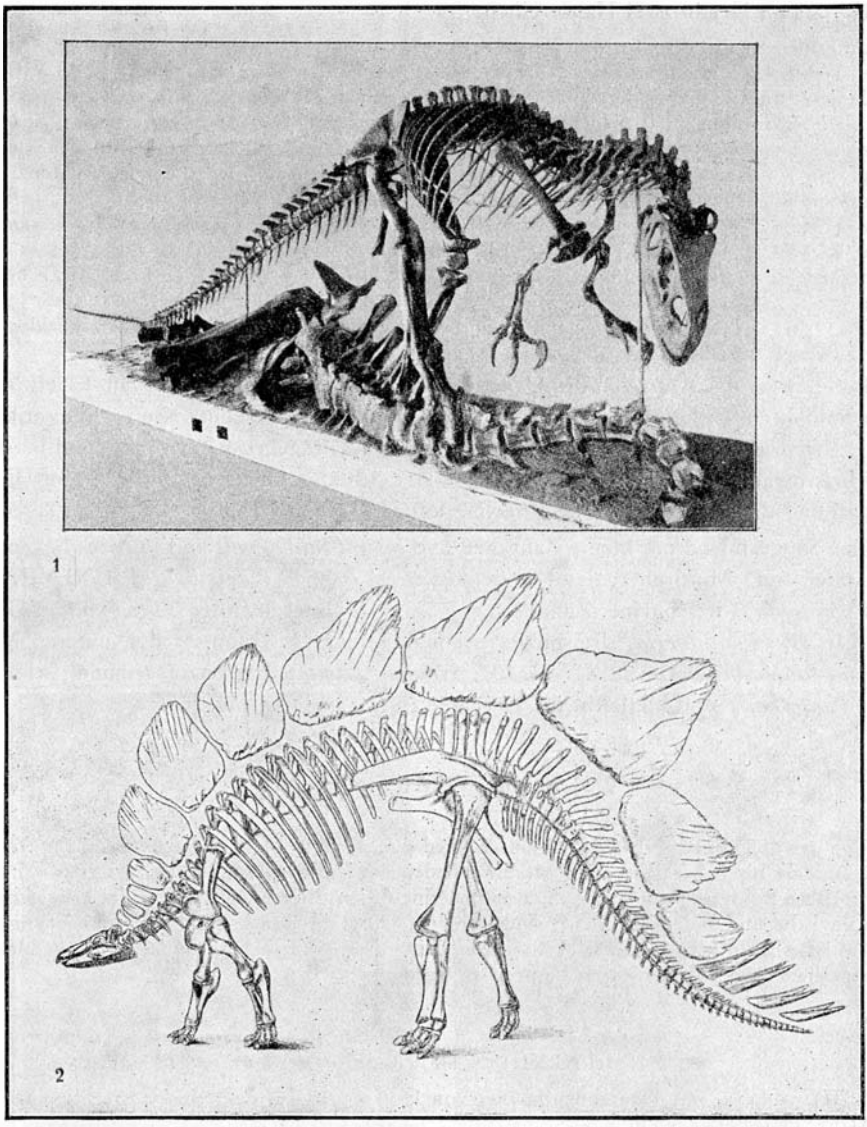
1. *Ichthyosaurus* mit Hautabdruck, Lias von Holzmaden aus den Werkstätten von Dr. B. HAUFF. Länge etwa 3,5 m.

2. *Mystriosaurus,* Lias von Holzmaden, aus den Werkstätten von Dr. B. HAUFF, Länge etwa 3,5 m.

3. *Thaumatosaurus (Plesiosaurus) victor* von der Bauchseite, Lias von Holzmaden, aus den Werkstätten von Dr. B. HAUFF, Länge etwa 4 m, nach FRAAS.

4. *Brachiosaurus brancai,* Oberjura vom Tendaguru-Plateau, Ostafrika. Museum für Naturkunde, Berlin. Höhe 11,87 m, Länge 22,65 m. Nach einer von Prof. JANENSCH freundlichst zur Verfügung gestellten Abbildung. Davor ein menschliches Skelett zum Vergleich der Größe.

Tafel XLIX, Jura



Tafel XLIX: Reptilien des Jura

1. *Allosaurus agilis*, Oberjura, Colorado, aus JAEKEL. Natürliche Länge 6 bis 7 m.
2. *Stegosaurus ungulatus*, Oberjura, Colorado, nach MARSH, etwa $^1/_{60}$ natürlicher Größe.

A. Die Mitteleuropäische Juraprovinz

umfaßt Westpolen, Deutschland und Frankreich bis zum Alpen-Pyrenäenrand und England. Bis auf den Südrand, wo ein allmählicher Übergang in das Mittelmeerbecken vorliegt, findet man an den anderen Rändern meist einen Saum lückenhafter, terrestrisch-lagunärer Sedimente und solche sind auch an den großen Inseln und Schwellen innerhalb des Beckens (Böhmen, Ardennen, Zentralplateau) erkennbar, was eine wechselnde Sonderung in Teilbecken bedingt. Trotz dieser Sonderung sind die Grundzüge der Stratigraphie im ganzen Gebiet erstaunlich gleichartig, wobei das Überwiegen dunkler Schiefer und die Kalkarmut im Lias (Schwarzer Jura), der Reichtum an eisenreichen Gesteinen und Oolithen im Dogger (Brauner Jura) und die Häufigkeit heller Kalke im Malm (Weißer Jura) bezeichnende Merkmale darstellen. Zum Verständnis der Gliederung vergleiche man Abb. 144, 150 und die Tabellen IX und X, wo auch die Zoneneinteilung und die wichtigste Fauna aufgeführt sind.

Im **Lias** bedeckte das Meer große Teile Nordwest-, Mittel- und Süddeutschlands zwischen der Böhmischen Masse (nebst einem südwestlichen, „Vindelizischen" Vorsprung im Osten und Südosten) und einer Ardenneninsel im Westen; SO–NW gerichtete Teilschwellen (Harz, Thüringer Wald, Riesbarre) lassen Teilbecken erkennen; eine Schwelle im Elbegebiet (Pompeckj-Schwelle) sonderte ein Ästuargebiet mit gelegentlichen marinen Ingressionen in Schonen und Ostdeutschland ab. Über die Nordsee und Lothringen stand dieses Becken mit dem Nordfrankreichs und Englands in Verbindung, wo Schwellen eine ähnliche Gliederung bedingen. Das Westufer lag an der Landmasse von Armorika (Bretagne–Wales), das Südufer am Zentralplateau; eine gelegentliche Verbindung mit dem Mittelmeer bestand über das Rhônebecken und über die Straße von Poitiers (Abb. 142).

Im deutschen Beckenteil seien folgende Grundzüge der Gliederung erwähnt (siehe auch Tabelle IX):

Lias α. Die drei Unterstufen (α_1-*Psiloceras*, α_2-*Schlotheimia*, α_3-*Arietites*) lassen sich gelegentlich noch weiter unterteilen. Unten sind *Cardinia* und kleine Schnecken häufig, α_3 hat eine reiche Fauna (*Pentacrinus, Gryphaea arcuata, Lima gigantea, Spiriferina walcotti, Belemnites acutus*). Unten herrschen dunkle Tone (Insekten in der Nordschweiz und bei Braunschweig); oben treten neben dunklen Crinoidenkalken oft Eisenoolithe (α_2 in Süddeutschland, α_3 am Harz) und Ölschiefer auf. Die Mächtigkeit beträgt meist nur wenige Meter, kann aber 100 m erreichen.

Lias β (Norddeutschland 50 bis 60 m, Süddeutschland 30 bis 40 m). Nach Ammoniten unterscheidet man 6 bis 7 Zonen (s. Tabelle IX). In der mergelig-tonigen Folge mit kleinwüchsigen, oft verkiesten Ammoniten treten als Zeugen einer Verflachung oder Emersion 1- bis 2mal sandige oder konglomeratisch-kalkige Lagen mit Bohrmuscheln auf.

Der Lias γ (5 bis 10 m) umfaßt 4 Zonen (Tab. IX). Wiederum herrschen dunkle Tonmergel mit verkiesten Ammoniten, welche dreimal durch Flachwasserkalk mit Fossilanhäufungen, d. h. durch Regressionsphasen unterbrochen werden (s. Abb. 143). Im oberen Teil sind Konzentrationen von *Belemnites clavatus* (Schlachtfelder) bezeichnend.

Im Lias δ (Norden 45 m, Süden 12 bis 15 m) wiegen unten Tonmergel, oben graue Kalke (Verflachung!) vor.

Der Lias ε (10 bis 12 m), wegen Häufigkeit von *Posidonia bronni* auch Posidonien-Schiefer genannt, ist oft reich an Bitumen; auch Stinkkalke kommen vor.

Es ist in Deutschland die Fazies eines teilweise abgeschlossenen Beckens mit Schwefelwasserstoff-Gärung, analog dem Kupferschiefer-Meer oder dem Schwarzen Meer. In Schwaben sind die Fundstellen prachtvoll erhaltener Fische und mariner Reptilien (Boll, Holzmaden) berühmt. 6 Zonen.

Der Lias ζ (*jurensis*-Mergel) erreicht selten 10 m, zeigt aber eine sehr feine Zonengliederung (Tab. IX). Petrographisch ist es eine Wechsellagerung heller Mergel und oolithischer Flachwasserkalke.

Der rhythmische Wechsel von Tonmergeln und kalkig-sandigen Flachwasserbildungen mit Fossilkonzentrationen ist für den Lias ebenso bezeichnend wie die Häufung der letzteren bei Mächtigkeitsreduktion auf den erwähnten Schwellen, die gelegentlich

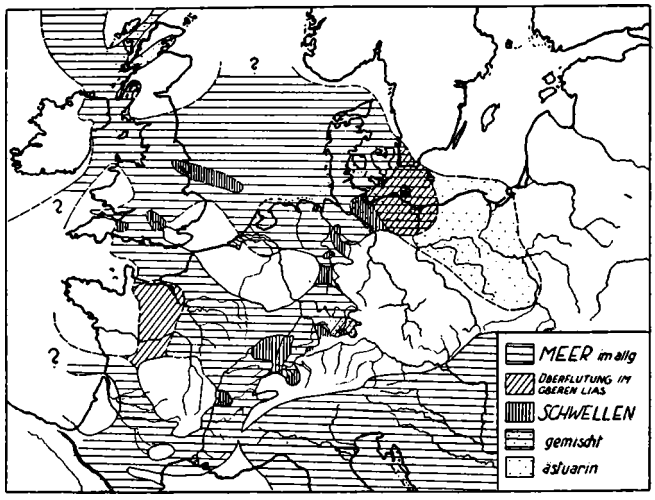


Abb. 142. Paläogeographische Skizze des Lias in Mitteleuropa.

sogar aus dem Meere auftauchen (Abb. 143). Die ästuarine Folge in Schonen, Bornholm, Pommern und Polen besteht aus Sandsteinen, Pflanzentonen und Kohlenflözchen, zwischen die marine Lagen von Nordwesten eindringen; im Oberlias reichen sie bis zur Oderbucht im Südosten.

Im englisch-französischen Becken, welches über Lothringen mit Süddeutschland verbunden war, sind Fazies und Gliederung sehr ähnlich (Stufennamen s. Tab. IX). Die drei Schwellen mit lückenhaftem oder fehlendem Lias in England sind auf dem Sammelprofil Abb. 144 gut zu erkennen.

Dogger. Die geographischen Grundzüge sind zunächst ähnlich wie im Lias; in Deutschland werden aber nord- und süddeutsches Becken fortschreitend durch eine Mitteldeutsche Schwelle getrennt, während die Verbindung nach der Tethys breiter wird, da NW–SO gerichtete Meeresvorstöße die Vindelizische Schwelle durchbrechen und in Inseln auflösen. Bei der großen Callovien-Überflutung verschwindet sie ganz (Abb. 145).

Der Unterdogger (α und β bzw. Ober-Aalénien, Tab. X) beginnt mit Tonen und Mergeln, die oft schwer vom Lias abzutrennen sind. Die Stufe α (Opalinuston) ist meist als mächtiger (50 bis 100 m) Ton mit Kalkknollen entwickelt. Dann setzt die Trennung in 2 Becken ein und in der Stufe β (10 bis 20 m) herrschen im Norden sandige Tone mit *Inoceramus polyplocus,* in Süddeutschland braunrote Sandsteine und

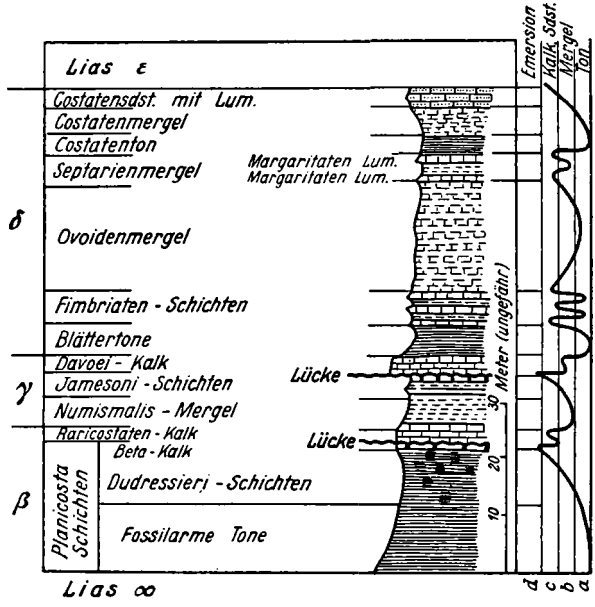


Abb. 143. Rhythmische Gliederung des lothringer Mittellias mit gelegentlicher Verflachung (Kalke, Bruchschill) und Emersionslücken. Rechts das zugehörige Oszillogramm. Nach H. FREBOLD.

Eisenoolithe (Erzlager von Aalen-Wasseralfingen); häufig sind *Ludwigia, Pecten demissus* und *personatus, Gryphaea calceola, Pholadomya.*

In Lothringen, am Rande der Ardenneninsel, ist der Oberlias und der Dogger α bis β als Erzformation (14 bis 50 m) mit 7 bis 8 Lagern von Eisenoolith (meist Brauneisen) entwickelt. Diese „Minetten" mit einem bauwürdigen Vorrat von 1 bis 2 Milliarden t Erz sind Bildungen in bewegtem Flachwasser in Küstennähe; die einzelnen Lager sind 2 bis 3 m mächtig; der Eisengehalt beträgt 27 bis 41 %.

In England ist der Unterdogger lückenhaft; es herrschen unten Sande, höher Tone mit gelegentlichen Kalkoolithbänken; Eisenoolithe sind bei Northampton bekannt. Im Nordosten ist die Folge ästuarin mit Pflanzen (s. Abb. 144).

In Nord- und Mittelfrankreich sind im tiefsten Dogger Eisenoolithe verbreitet, während höher eisenreiche Kalke und Kalksandsteine folgen; sehr häufig liegt oben eine deutliche Emersionsfläche. Die eisenreiche Fazies hält südwärts bis in den Jura an, wo sie durch Spatkalke (mit Crinoiden) und Kalke mit *Cancellophycus* ersetzt wird, die in den Westalpen über ältere Schichten transgredieren.

Der Mitteldogger (Bajocien, Dogger γ und δ) wird in 3 bis 4 Zonen geteilt und enthält eine sehr reiche Fauna (s. Tab. X). Meistens liegt an der Basis ein scharfer Fazieswechsel. Die Mächtigkeit erreicht maximal 65 m. Die Fazies wechselt in Süddeutschland sehr stark; Kalksandsteine, Oolithe, „blaue Kalke", Eisenoolithe herrschen vor, doch treten auch Tone *(giganteus*-Ton) und in Lothringen Korallenkalke auf. In Norddeutschland dagegen ist eine tonige Fazies mit Kalkgeoden und Toneisensteinen vorherrschend; die untere Zone wird hier noch meist mit den *polyplocus*-Schichten des Unterdoggers zusammengefaßt, während die hangenden braunen Tone mit *Stephanoceras* als Coronaten-Schichten bezeichnet werden. In Polen ist die Stufe lückenhaft und

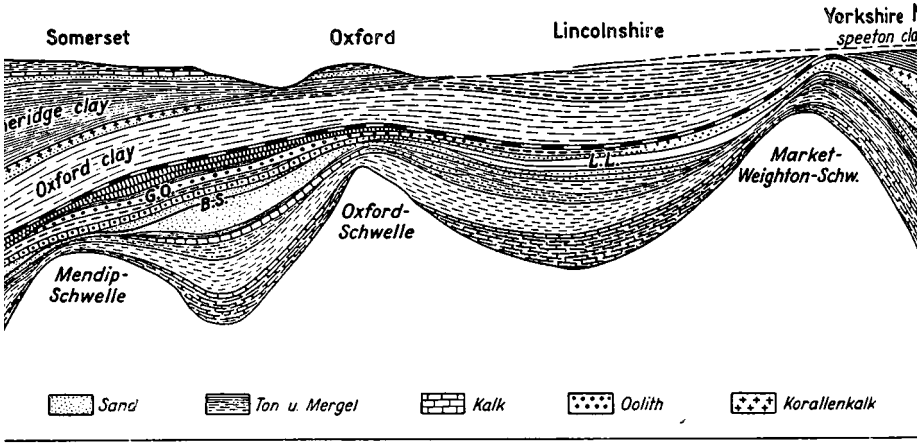


Abb. 144. Stratigraphisches Profil durch den englischen Jura, stark überhöht. Nach STAMP. Man beachte die besonders im Lias scharfe Gliederung in Schwellen und Becken. *Pu* Purbeck; *Po* Portland; *Co* Corallian; *Cor* Cornbrash; *F. E.* Fuller Erde; *G. O.* Great Oolite; *F. M.* Forest Marble; *I. O.* Inferior Oolite; *L. L.* Lincolnshire Limestone; *B. S.* Bridport Sand; Aest. – Aestuarine Series.

sandig, desgleichen in England, wo im Osten ästuarine Schichten mit Pflanzen auftreten und nach Westen in eisenreiche Kalke mit Austern und Trigonien übergehen.

In Nord- und Mittelfrankreich wechselt die Fazies stark; braune Oolithe, Kieselkalke, Korallenkalke, im Süden auch Crinoidenkalke treten auf; mehrfach sind Lücken vorhanden, welche einen weiträumigen Rhythmus von Bodenschwankungen erkennen lassen.

Der Oberdogger (Abb. 145) gliedert sich in zwei Abteilungen. Die Bath-Stufe (Dogger ε zum Teil) beginnt oft mit einer konglomeratischen Lage und einer schwachen Diskordanz (Zonenfolge s. Tab. X). Unten ist *Oppelia subradiata,* in der Mitte *Oppelia fusca* häufig. Die zahlreichen Ammoniten erlauben eine subzonare Gliederung. Auch die übrige Fauna ist sehr reich; insbesondere sind Seeigel, Brachiopoden *(Rhynchonella, Terebratula),* Muscheln *(Ostrea, Pseudomonotis, Trigonia)* und Belemniten *(giganteus)* stratigraphisch wichtig. Sehr häufig sind Serpeln.

In Süddeutschland sind zwei Fazies zu unterscheiden: im Westen (Oberrheingebiet) ist die Ausbildung kalkig, mit Gliederung in den mächtigen (bis 100 m) Hauptrogenstein und in hangende *(Rhynchonella) varians*-Mergel; in Lothringen ist die Differenzierung noch stärker, mit Einschaltung von Korallenriffen, Austerntonen und Echinodermenkalken. In Württemberg und Franken liegen an Stelle des Hauptrogensteins Tone, gegliedert in *Parkinsonia parkinsoni-*, Dentalien-, *Ostrea (Catinula) knorri-*, *Oppelia-fusca*-Ton. Bei Regensburg ist der Dogger stark reduziert, und die oberen Horizonte greifen auf ältere Schwellen über. Hier hat POMPECKJ die schrittweise Zerstörung der alten Vindelizischen Schwelle beschrieben.

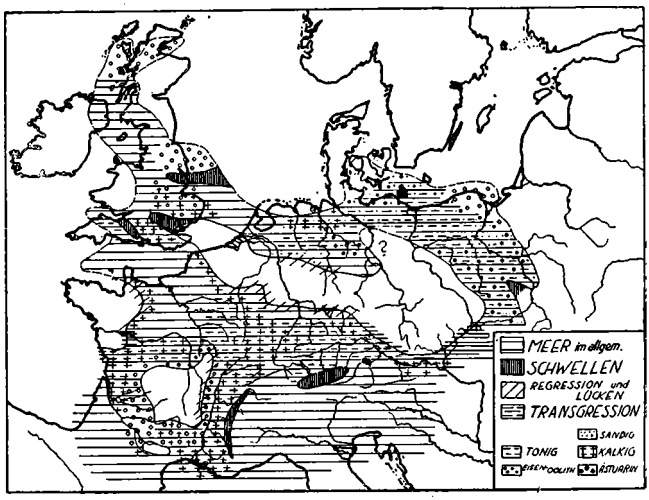


Abb. 145. Paläogeographische Skizze des Oberdogger (Bath) in Mitteleuropa.

In Norddeutschland ist das Bath (120 bis 150 m) sandig-tonig und im Litoralgebiet stark differenziert. Über einem Basiskonglomerat *(subfurcata*-Zone) folgen dunkle pyritreiche, glimmerführende Tonmergel mit Kalkgeoden und Toneisensteinknollen, darüber das Cornbrash – graue Tone und eisenreiche Kalksandsteine mit *Pseudomonotis echinata.* In Ostdeutschland und Polen enthalten die sandig-tonigen Schichten Eisenoolithe und Sphaerosiderit-Knollen, die zum Teil bauwürdig sind.

Das flache englische Becken schließt im Nordwesten an das tiefere norddeutsche Meer an. Die Ausbildung ist wechselnd; der gelegentlich eingeschaltete „Great Oolite" erinnert an den süddeutschen Hauptrogenstein, liegt aber stratigraphisch höher. In Yorkshire und Schottland ist die Folge ästuarin mit Pflanzen und Kohlen (Abb. 144).

Die nordfranzösische Folge vermittelt westlich der Ardenneninsel zwischen der süddeutschen und englischen Ausbildung. In verschiedenen Zonen treten mächtige, dickbankige Oolithe auf, die gelegentlich durch Kalkmergel, Tone und Korallenkalke ersetzt werden.

Trotz ungeheurer Faziesdifferenzierung ist aber der geschilderte Bereich doch recht einheitlich; es ist die Fazies eines warmen Flachmeeres, in dem auf Schwellen und bei Hebung Kalke, in Becken und bei Senkung Tonmergel entstehen.

Das Callovien, d. h. der oberste Dogger (ob. ε und ζ), beginnt mit den *Macrocephalites macrocephalus*-Schichten. In Süddeutschland sind hier Tone und Eisenoolithe verbreitet. In Nordwestdeutschland treten in sandigen Tonmergeln bauwürdige Toneisensteine (Wesergebirge) und Sandsteinlinsen (Porta-Schichten) auf. In Ostdeutschland ist die Fazies ähnlich. In England unterscheidet man in dieser Unterstufe den Kelloway-Ton und den hangenden Kelloway-Sandstein. In Frankreich herrschen im Norden Eisenoolithe, während im Süden die sogenannten „dalles nacrées", plattige Kalke mit gut erhaltenen Schalenresten bezeichnend sind.

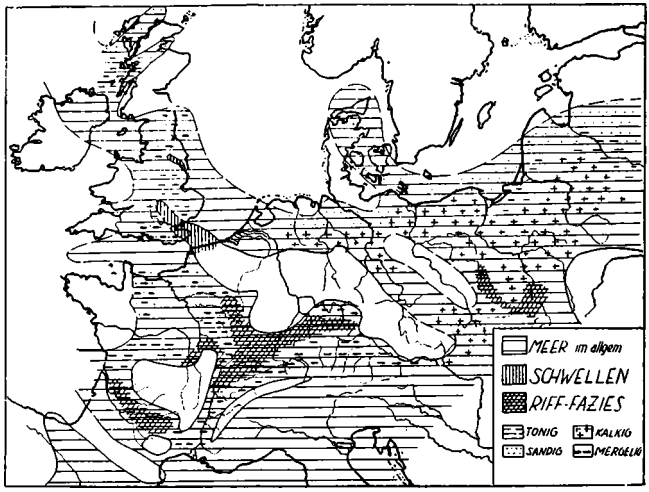


Abb. 146. Paläogeographische Skizze des Untermalm (Oxford) in Mitteleuropa.

Das höhere Callovien ist faziell einheitlicher. Die auf Ammoniten *(Cosmoceras, Reineckia, Hectioceras, Quenstedticeras)* gegründete Gliederung (Tab. X) hat eine sehr weite Verbreitung. Auch die übrige Fauna (hastate Belemniten typisch) ist vom Liegenden verschieden.

In Süddeutschland besteht die wenig mächtige (4 m) Folge aus bituminösen pyritreichen Tonen mit gelegentlichem Glaukonitgehalt; in der Schweiz geht die Fazies der dalles nacrées noch ins Mittelcallovien hinauf und nur die oberste Abteilung ist tonig. In Nordwestdeutschland ist der bitumenreiche „Ornaten-Ton" (mit *Cosmoceras ornatum*) 30 bis 40 m mächtig; gegen Südosten reicht hier die Überflutung bis nach Nordböhmen (Elbtal). Im südlichen Ostseegebiet und in Polen herrschen Kalksandsteine, Plattenoolithe und Glaukonitmergel, eine Fazies, die über Litauen und Kurland nach Osteuropa fortsetzt. In England werden die durch Ammoniten gut gegliederten Tone (30 bis 130 m) als Oxford bezeichnet, ein Name, der in Mitteleuropa für den Untermalm verwendet wird; sie greifen hier weit über. In Frankreich sind neben Tonen auch Kalke und Kieselkalke (Gaize) verbreitet.

Das Callovien entspricht einer der größten Transgressionen der Erdgeschichte. Während im Bajocien die nach Südosten fortschreitende Überflutung zur Zerstörung der Vindelizischen Schwelle führte, greift im Callovien das Meer nach Osten über und

bringt damit eine faunistische und fazielle Angleichung zwischen West- und Osteuropa zustande. Die Transgressionsfläche ist oft durch Glaukonitführung und Phosphorite ausgezeichnet.

Der **Malm** zeigt entsprechend ein abweichendes geographisches Bild: ein breites Ost-West-Meer bedeckte den ganzen Raum zwischen Wolgagebiet und England; über Polen, kurze Zeit auch über Sachsen und Mähren, im Westen über Burgund und die Straße von Poitiers stand es in Verbindung mit der Tethys, zu deren Randsaum nun der süddeutsche Raum gehörte (Abb. 146). Dazwischen lagen als größere Landkerne



Abb. 147. Stufenlandschaft der mittleren Schwäbischen Alb. Vorne Stufe des Lias, dahinter (im Süden) kleine Stufe des Dogger, im Hintergrund Hauptstufe der Weißjura-Kalke. Rechts hinten Zeugenberg.

die böhmisch-ardennische Insel, das Zentralplateau und Armorika (Bretagne-Cornwall). Gliederung s. Tabelle X.

In Süddeutschland bildet der „Weiße Jura" den Steilrand und die verkarsteten Hochflächen der Schwäbisch-fränkischen Alb (Abb. 147). Am Südost-Schwarzwald schwenkt der Jura-Zug gegen Südwesten in das Schweizer Juragebirge ein, über welches er mit der Steilstufe des Malm am Westrand der Vogesen in Verbindung steht. Er umsäumt also eine Aufwölbung, in deren Kern Schwarzwald und Vogesen liegen; die nördlichen Teile derselben waren schon zu Beginn des Malm Land und die Hebung schritt dann allmählich fort, so daß das Meer zentrifugal nach Südosten, Süden und Südwesten zurückwich. Fazielle Verschiedenheiten lassen eine flache fränkische und eine tiefere schwäbische Ausbildung erkennen, dazu im Schwei-

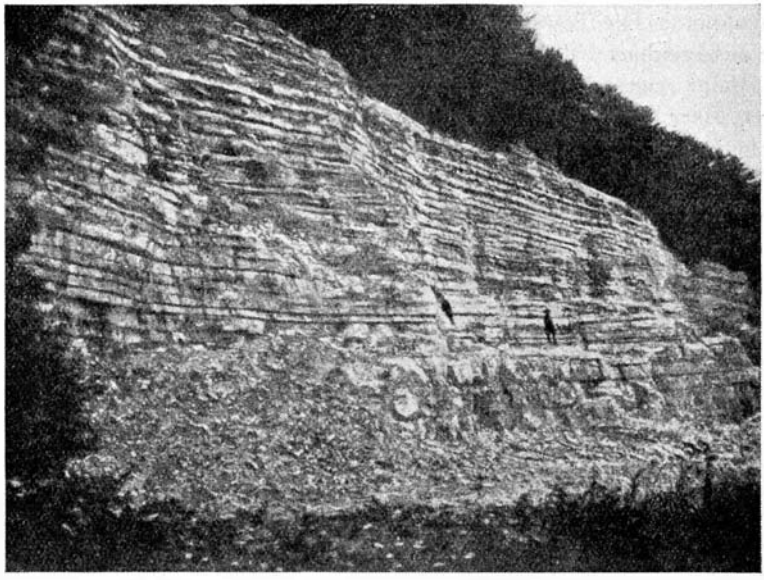


Abb. 148. Wohlgeschichtete Beta-Kalke des Weißen Jura bei Wasserberg. Nach DEECKE.



Abb. 149. Steilrand der Alb bei Pfullingen. Unten Wiesen-mergeliger Oberdogger und Weißjura α; waldige Steilhänge-feste Beta-Kalke; dahinter (links) Terrasse der Gamma-Mergel und Steilstufe des oberen Weißjura.

zer Jura die südöstliche argovische und die nordwestliche raurachische Fazies (Abb. 146 und 150).

In Schwaben und Franken zeigt der untere Weiße Jura (α) eine Dreiteilung: unten liegen wenig mächtige „Grenztone" und Glaukonitmergel, welche noch den obersten Dogger *(Quenstedticeras lamberti* und die Zone des *Aspidoceras biarmatum)* umfassen. Darüber folgen Kalke mit *Peltoceras transversarium* (10 m) und dann wieder Mergel (bis 100 m) mit kleinwüchsigen Ammoniten *(Cardioceras alternans),* Belemniten und *Waldheimia impressa.* Die hangenden „wohlgeschichteten Beta-Kalke" (130 bis 150 m) führen unten *Peltoceras bimammatum,* oben *Idoceras planula, Oppelia wentzeli* und *Sutneria platynota* neben zahlreichen Perisphincten (Abb. 148). Diese Folge, welche den unteren Steilabfall der Alb zusammensetzt, ist gelegentlich „verschwammt", wobei kleine Riffe oder „Stotzen" schon im Oberalpha beginnen (Lochenschichten), im Beta aber zu kompakten, ungeschichteten Massen anschwellen. Der Weißjura Gamma beginnt wieder mit Mergeln, die nach oben in Kalke übergehen und gelegentlich mit einer Ammonitenbreccie *(Idoceras balderum*-Bank) abschließen. In Schwaben ist diese Folge 21 bis 64 m mächtig.

Die Stufen Delta (Oberkimmeridge) und Epsilon (Unterportland) sind in Schwaben und Franken durch 100 bis 200 m mächtige dickbankige Kalke vertreten, die nach oben in kaum gebankte „plumpe Felsenkalke" übergehen und als obere Steilstufe die γ-Mergel überlagern. Der obere Teil ist oft, besonders in Franken, dolomitisiert und bildet abenteuerlich geformte Felsen.

Die Stufe Zeta (wohl noch Unterportland) ist wechselnd ausgebildet. Der untere Teil (obere *Waagenia beckeri*-Kalke) ist teils durch Plattenkalke (Krebsscheren- und Nerineenkalke, Oolithe), teils durch Riffkalke mit Korallen (Nattheimer Korallenkalk) oder Schwämmen (Sontheimer Schwammkalk) vertreten. Im oberen Teil *(Oppelia lithographica)* spielen Plattenkalke (Solnhofen, Nusplingen) die Hauptrolle. Die Solnhofener lithographischen Plattenkalke sind durch vorzüglich erhaltene Fossilien berühmt; genannt seien: Medusen, Crinoiden *(Saccocoma),* Schlangensterne, Würmer, Ammoniten mit häufigen Aptychen, dibranchiate Cephalopoden *(Leptoteuthis, Acanteuthis),* Krebse, Insekten, Fische *(Leptolepis,* auch Haie und Rochen), Flugsaurier *(Rhamphorhynchus, Pterodactylus),* Dinosaurier *(Compsognathus),* Vögel *(Archaeopteryx).* Die eigenartige Mischung beruht darauf, daß es sich um Flachwasserabsätze in Lagunen zwischen dem Festland im Nordwesten und einem Riffsaum handelt, welcher das süddeutsche Becken gegen die Tethys im Süden abgrenzte. Eine dickbankige Fazies ist als Kelheimer *Diceras*-Kalk mit pachyodonten Muscheln bekannt. Etwas jünger (Mittelportland), aber nur selten erhalten, sind Nerineenkalke, Korallenkalke und Oolithe (Brenztal, Laisacker), zum Teil durch die Reisbergschichten mit *Virgatosphinctes vimineus* ersetzt. Nur bei Neuburg sind noch Bankkalke mit *Berriasella ciliata* bekannt (? Oberportland).

Die argovische Fazies des südöstlichen Schweizer Juras ist lückenhafter. Das Unteralpha besteht aus Eisenoolith und Korallenkalken mit reicher Mischfauna (Birmensdorfer Schichten); das Oberalpha ist durch die mächtigen, fossilarmen (bis 250 m) Effinger Mergel vertreten. Dem Gamma entsprechen 60 bis 100 m Schwammkalke und Oolithe. Höher liegen gelegentlich Mergel mit Schwammkalk-Lagen, doch fehlt Obermalm meist.

Die raurachische Fazies, zu der auch der südliche Rheintalgraben gehört (Breisgau), zeigt eine größere Mannigfaltigkeit und leitet zu der Entwicklung in Frankreich über. Sie beginnt mit den oberen *renggeri*-Tonen (mit *Rhynchonella thurmanni*), über denen Pholadomyenkalke, Mergel mit verkieselten Fossilien (terrain à chailles), *Thamnastraea-* und *Diceras*-Kalke folgen (*Glypticus*-Schichten). Dem höheren Oxford oder Sequan (160 m) entsprechen helle Korallenkalke und Oolithe. Unterkimmeridge ist durch mächtige dickbankige Kalke mit *Nerinea, Diceras,* Korallen und Bryozoen vertreten; in der Mitte liegen Mergel mit *Pterocera.* Der Oberkimmeridge beginnt mit Mergeln mit *Exogyra virgula;* höher folgen Kalke

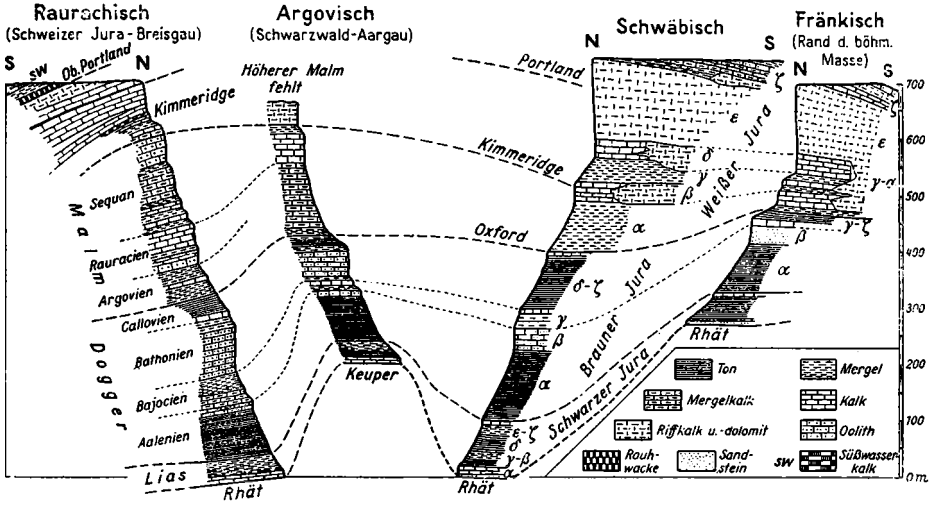


Abb. 150. Vier Profile durch die verschiedenen Faziesgebiete des Jura in Südwestdeutschland.

und Dolomite mit *Nerinea* und *Diceras* (Portland), welche an das mächtige Tithon der Alpen erinnern. Diese Abteilung schwillt nach Süden auf 165 m an. Darüber liegen im südwestlichen Jura, als Zeugen einer weitverbreiteten Regression Zellendolomite, bunte Gipsmergel und Süßwasserkalke (Oberportland-Purbeck).

Norddeutschland. Der nordwestdeutsche Malm (Harzvorland, Teutoburger Wald) entspricht einem schmalen Sedimentationsraum zwischen der Mitteleuropäischen Insel und einem „cimbrischen" Land in der Nordsee (Abb. 146).

Das Unteroxford (Heersumer Schichten 3 bis 15 m) beginnt mit einer Geröllbank mit *Gryphaea dilatata* und besteht aus sandigen Mergeln oder Plattensandsteinen; leitend ist *Cardioceras cordatum.* Das Oberoxford (20 bis 70 m) ist vor allem als sogenannter Korallenoolith bekannt (außer Korallen *Cidaris, Echinobrissus, Astarte).* Die Oolithe verzahnen sich in Randgebieten mit Sandsteinen (Wiehengebirgsquarzit) und enthalten im Wesergebirge bauwürdige Eisenoolithe.

Der Kimmeridge zeigt eine deutliche Dreigliederung. Unten liegen Tone und Mergel mit *Natica globosa,* höher mit *Nerinea tuberculosa;* sie schließen oft mit einem Grenzsandstein und einer Emersionsfläche ab. Der Mittelkimmeridge besteht aus

Kalkoolithen und Mergeln; leitend ist vor allem *Pterocera oceani.* Der Oberkimmeridge ist teils sandig-tonig, teils kalkig. *Exogyra virgula* ist wichtig. Daneben sind häufig: Ostreen, Trigonien, *Corbula (mosensis), Terebratula subsella.*

Der Unterportland (Gravesien-Schichten) liegt zum Teil diskordant, infolge der ersten (Deister-) Phase der jungkimmerischen Tektogenese. Er besteht aus wenig mächtigen Tonen mit bituminösen Kalkbänken. Der Mittelportland ist durch brackische und lagunäre Sedimente vertreten. Er beginnt mit dem dunklen, bitumenreichen Eimbeckhäuser Plattenkalk mit *Corbula inflexa, Modiola, Cyrena, Paludina,* über dem die bunten, keuperähnlichen, gips- und salzführenden Münder Mergel folgen, welche eine ähnliche aber spärliche Fauna führen. Nach einer weiteren gebirgsbildenden Phase (Osterwald-Phase) griff der Oberportland mit brackischen Sedimenten wieder nach Süden über. Der hierher gerechnete Serpulit enthält Gerölle von Muschelkalk und paläozoischen Schiefern, welche also durch die kimmerische Gebirgsbildung und nachfolgende Erosion freigelegt waren. Es ist ein bituminöser Kalk, der zum Teil fast ganz aus Röhren von *Serpula coacervata* besteht. Daneben treten brackische und marine Muscheln und Schnecken auf.

Der Purbeck besteht aus Kalkmergeln mit Süßwasserfauna, die in einzelnen Seen abgelagert wurden.

Das ostdeutsch-polnische Becken war von dem geschilderten Gebiet durch eine Schwelle in Mecklenburg getrennt, wo Oberjura fehlt. Diese „Pompeckj-Schwelle" setzte nach Südosten über die Lausitz in die Sudeten fort; zwischen ihr und der Böhmischen Masse griff das Oxford-Meer bis ins obere Elbtal und bis Mähren vor.

Östlich von der Oder ist das Unteroxford am Rande des baltischen Schildes durch Kalksande vertreten, die nach Süden in graue Mergel und Kalke (Polen) übergehen. Das Oberoxford beginnt im Norden mit einem Konglomerat und besteht aus sandigen Oolithkalken mit Nerineen; auch weiter im Osten herrscht eine sandige Uferfazies, während in Polen eine mächtige Folge dickbankiger Kalke mit Schwammriffen an Süddeutschland erinnert, mit dem sie über Mähren, den Südrand der Böhmischen Masse und Regensburg in Verbindung stand (Abb. 146).

Der Kimmeridge besteht im Odermündungsgebiet aus wenig mächtigen Mergelkalken *(Pterocera, Natica),* Oolithen *(Nerinea,* große *Rasenia)* und Tonmergeln *(Exogyra virgula).* Weiter im Osten ist die Fazies sandig, südlicher kalkig-mergelig mit Beziehungen zu Süddeutschland und zur Tethys.

Der Unterportland ist hier unbekannt; im mittleren treten Mergel mit osteuropäischer Fauna auf *(Provirgatites, Aucella).* Höher folgen Serpelnkalke, Trümmerkalke mit Trigonien und brackische Sandmergel, welche zum Wealden überleiten.

Der Jura östlich der Oder ist meist von jüngeren Schichten verdeckt. In südlicheren Teilen Polens hebt er sich heraus und bildet zwischen Wielun und Krakov eine an die Alb erinnernde Stufenlandschaft.

In England ist der Oberjura auf den Südosten des Landes beschränkt, wo er die nach Südosten einfallende tiefere Serie in mehreren Stufen überlagert. Das Oxford zeigt noch eine Differenzierung in Schwellen (Kalke) und Becken (Tonmergel). Der Kimmeridge ist tonigmergelig und diese Fazies des „Kimmeridge clay" vertritt noch den Unterportland (Gravesienstufe). Der englische Portland (Mittel- und Oberportland Mitteleuropas) besteht aus Sanden unten und dem Portland stone (Sandsteine und oolithische Kalke mit Riesenammo-

niten) oben; dann wird der südliche Beckenteil zur Lagune mit brackischem Purbeck, während im Nordosten eine nochmalige kurze Überflutung mit tonigen Sedimenten und osteuropäisch-borealen Faunen-Einschlägen bekannt, aber nur lückenhaft erhalten ist (Abb. 144).

Das südenglische Becken stand in unmittelbarer Verbindung mit Nordfrankreich, wo die Kreide-Tertiärfüllung des Pariser Beckens im Westen, Süden und Osten von einem Saum von Oberjura umgeben wird, in dem der Typus der süddeutschen Stufenlandschaft wiederkehrt. Das Oxford zeigt eine ungeheure Differenzierung der Fazies: Korallenriffe, Kalkoolithe, Kalksande, zum Teil auch Tonmergel wechseln in kaum übersehbarer Verzahnung miteinander ab; faziell erinnert die Ausbildung an den westlichen Schweizer Jura. Meist gliedert man hier von unten in (unteres) Argovien mit *Cardioceras cordatum* und Lusitan (= Oberoxford), in dem man (oberes) Argovien (mit *Peltoceras transversarium)*, Rauracien (mit *Peltoceras bicristatum* und *Hemicidaris crenularis)* und Sequan (Astartien) mit *Perisphinctes achilles* unterscheidet. Argovien und Rauracien sind hier also keine Faziesnamen, sondern stratigraphische Begriffe, deren Inhalt aber nicht ganz feststeht.

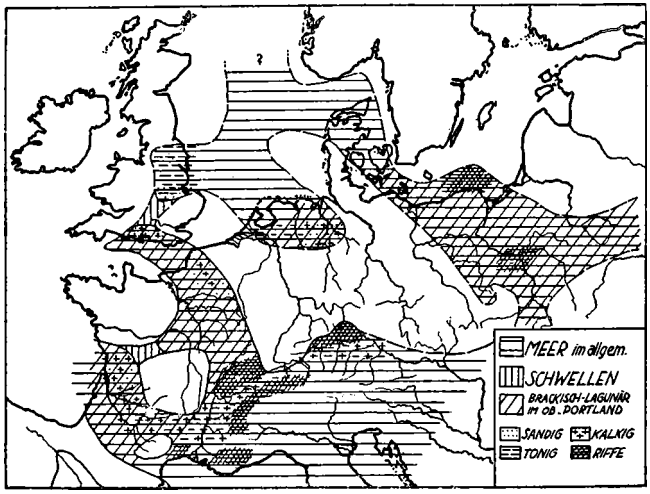


Abb. 151. Paläogeographische Skizze des Obermalm (Portland) in Mitteleuropa.

Der Kimmeridge ist einheitlicher; Riffbildungen fehlen und es herrschen Mergel vor. Neben den Leitammoniten sind *Exogyra (virgula), Trigonia* und Seeigel häufig. Im Portland ist das Becken stark eingeengt. Marines Unterportland mit *Gravesia* (Bononien) ist noch am weitesten verbreitet. Der höhere Portland ist im Süden brackisch *(Cyrena, Serpula)*, im Norden (Boulogne) sandig-tonig mit Glaukonit. Darüber liegt (nur im Norden) Kalksand mit *Perisphinctes giganteus, Trigonia gibbosa* (Oberportland), Purbeck als Süßwasserkalk (mit *Anisocardia, Candona)*, Sand *(Physa, Planorbis)* oder Eisenerz mit *Cyrena tombecki.*

Die mitteleuropäische Juraprovinz zeigt demnach im Lias kalkarme, dunkle Tonsedimente mit vorzüglicher Ammonitengliederung; im Osten schließen große Ästuare mit sandig-tonigen pflanzenführenden Schichten an. Im Dogger schreitet die Transgression nach Südosten und Osten fort; die Faziesdifferenzierung und der Kalkgehalt nehmen zu. Häufig sind eisenreiche Sedimente, Kalkoolithe und oben dunkle glaukonitreiche Tone mit faunistischen Beziehungen zu Osteuropa. Im Malm schreitet die Transgression nach Osten weiter fort; die Faziesdifferenzierung ist im Oxford am stärksten,

nimmt dann wieder ab. Zum Schluß erfolgt eine bedeutende Regression, verknüpft mit der kimmerischen Faltung. Die Sedimente sind meist hellgefärbt und kalkig-mergelig.

B. Die Tethys (Mittelmeer)

a) Die europäische Provinz

Die Trennung von Mitteleuropa ist zum Teil willkürlich, da keine so scharfen Grenzen wie in der Trias bestehen. Das gilt sowohl für Süddeutschland als auch für Südfrankreich und einen Teil Iberiens.

1. In **Mittel- und Südfrankreich** sind die Beziehungen zum Mitteleuropäischen Becken besonders eng. Es handelt sich hier um zwei Gebiete, welche durch die Landmasse des Zentralplateaus getrennt sind und nur im Süden zusammenhängen. Das östliche (Rhônetalgebiet) leitet zum Schweizer Jura über, das westliche (aquitanisches Becken) hat über die Straße von Poitiers Zugang zum Pariser Becken. Im allgemeinen nimmt die Mächtigkeit und Vollständigkeit der Juraserie nach Süden zu. S. Abb. 142, 145, 146 und 151.

Der untere Lias (Hettangien) zeigt eine, schon im Rhät beginnende, Fazies brauner kavernöser Dolomite mit Schnecken, Muscheln und spärlichen Ammoniten. Das Sinémurien ist lückenhaft, während der Mittellias durch vorwiegende Schieferfazies und zonare Ammonitengliederung an Mitteleuropa erinnert; im Rhônetal ist die Mächtigkeit bedeutend (150 m) und alpine Ammoniten *(Phylloceras)* werden häufiger. Der Oberlias ist im Norden (Lyon und Poitiers) wenig mächtig, während im Süden (Causses-Senke im Süden des Zentralplateaus) mächtige bathyale Tone und Mergel mit den leitenden Harpoceren liegen.

In ähnlicher Weise ist der tiefere Dogger in Aquitanien durch Oolithe und Ammonitenkalke vertreten, während im Rhônetal und Causses-Becken (südlich vom Zentralplateau) mächtige (20 m) fossilarme Kalke mit *Cancellophycus* herrschen. Bezeichnend ist eine weitverbreitete Regression mit brackisch-limnischen Sedimenten und Braunkohlen zu Beginn des Bath. Das höhere Bath transgrediert (zum Teil auf Kristallin!) mit Eisenoolithen; im mittleren Rhônetal und Aquitanien (SW-Frankreich) ist die Ausbildung mitteleuropäisch, im Causses-Gebiet herrschen mächtige dünnplattige Kalke und Kieselkalke, die hier auch in das Callovien fortsetzen. Sonst wiegen im Callovien Mergel mit Eisenoolith und verkiesten Ammoniten vor, unter denen aber viele mediterrane Formen auftreten.

Der tiefere Malm besteht im Rhônetal unten aus Mergeln mit verkiesten Ammoniten von alpinem Typus, höher aus Kalken von „süddeutschem" Habitus. Der Portland besitzt die typische Tithon-Fazies der Tethys; er beginnt mit massigen Kalken *(Sowerbyceras, Neumayria, Aspidoceras, Lissoceras* und *Pygope janitor)*, über denen graue Knollenkalke *(Berriasella privasensis)* des Obertithon folgen. Der Übergang zur Kreide ist allmählich, nur im Causses-Gebiet ist eine Emersion am Ende des Jura vorhanden. Dagegen zeigt Südwestfrankreich eine mitteleuropäische Fazies mit brackisch-limnischem Portland.

Am Ende des Jura sinkt also das Rhônegebiet tief ab und ist (wie Süddeutschland) Randsaum der Tethys. Jenseits des Zentralplateaus ist dagegen Aquitanien enger mit Mitteleuropa verknüpft. Schließlich verschmilzt das Zentralplateau mit Mitteleuropa zu einer bogenförmigen Saumschwelle der alpinen Geosynklinale.

2. **Iberische Halbinsel und Nordwestafrika.** Im Pyrenäengebiet ist die Jurafolge zwar faziell ähnlich, aber viel lückenhafter, mit limnischen Einschaltungen; es bestanden hier Inseln und Schwellen (s. Abb. 157).

Am Ostrande der Iberischen Masse (Keltiberien, kantabrische Ketten) lag ein flaches Liasmeer mit ähnlicher Gliederung wie in Südfrankreich. Der Dogger besteht hier aus mächtigen Mergelkalken (Teruel). Das Oxford erinnert an den Schweizer Jura; im Oberoxford steigen das Pyrenäen-Gebiet und das Kantabrische Gebirge empor, so daß das ostspanische Meer zu einem flachen aragonischen Golf wird (sandig-mergeliges Sequan und Nerineenkalke des Kimmeridge); in Andalusien transgrediert aber Kimmeridge von Nordwesten. Portland ist nicht mehr vorhanden.

Am Westrand der Iberischen Masse bestand in Portugal ein ähnlicher, nach Norden vorspringender Golf. Über Triassandsteinen liegen Sandsteine und Dolomite des tieferen und Kalke des höheren Lias, die am Rande der Meseta durch klastische Bildungen ersetzt sind. Im Atlantik lag aber wieder Land (Kristallin der Inseln Berlengas und Fariloes). Dogger und Oxford sind kalkig-marin; dann folgen Sandsteine, die oben (Portland) Pflanzen führen.

Diesen flachen Golfen steht in Südspanien und auf den Balearen die tiefere „subbetische" Region gegenüber. Im schieferig-kalkigen Lias treten rote „alpine" Knollenkalke mit *Terebratula aspasia* auf. Die Doggerkalke sind fossilarm. Im Oberoxford setzt die alpine Tithonfazies roter Knollenkalke ein, die bis in den Portland fortsetzt *(Pygope diphya,* höher *Pygope janitor).*

Weiter im Süden lag in Nordafrika wieder ein Flachmeer, welches bis zum Sahara-Kontinent fortsetzte. Das Ufer lief von Agadir nach Colomb-Bechar, am Südrand des Sahara-Atlas nach Südtunis und zur Küste von Tripolis. Weiter im Osten fehlt bis zum Sinai mariner Jura. Im einzelnen ist die Gliederung verwickelt, da Schwellen mit abweichender Fazies vom Sahara-Kontinent nach Norden und Nordwesten vorgriffen. In den Becken ist die Ausbildung europäisch-mediterran. Bedeutende Basaltergüsse (? Lias) treten in Marokko auf.

Das westmediterrane Gebiet ist also eine Mischprovinz. Geosynklinale Fazies herrscht nur in der zentralen Furche Balearen–Subbetikum und Algier–Tunis; nördlich und südlich davon liegt eine neritische Zone mit mitteleuropäischer Fazies, die im Oberjura herausgehoben wird.

3. **Die Westalpen.** Zum Verständnis der Paläogeographie muß berücksichtigt werden, daß die Alpen durch einen gewaltigen Deckenschub gebildet wurden, wobei die einzelnen Faziesgebiete übereinander von Süden nach Norden (in den französischen Alpen von Osten nach Westen) verfrachtet wurden. Die richtige Lage kann also nur durch gedankliche „Auswickelung des Deckenknäuels" ergründet werden. In den Westalpen liegen die Verhältnisse am klarsten, da dort die Grenzen der Faziesbezirke den tektonischen Einheiten mehr oder weniger konform sind. HAUG, später ARGAND und R. STAUB zeigten, daß die Geosynklinale in Längströge mit mächtigen Tonfolgen und in Schwellen (Kordilleren) mit lückenhaften gröberen Sedimenten gegliedert ist (Abb. 152 und 153).

In den französischen Alpen war der Deckenschub am geringsten, daher liegen dort die Verhältnisse relativ einfach. Die Voralpen und die äußeren Ketten bis einschließlich der Zentralmassive (Belledonne, Pelvoux, Mont-Blanc) gehören im Jura einem tiefen Troge an. Im Lias geht diese bathyale Dauphiné-Fazies westwärts allmählich in die neritische Ausbildung des Rhônetales über (s. oben), während sich später der Trog nach Westen erweitert und als vocontische Senke bis zum Zentralplateau reicht. Der Lias (bis 1000 m) ist vorwiegend schieferig. Das Bajocien wird von schwarzen Kalken gebildet, während Bath, Callovien und Oxford durch einen mächtigen dunklen Schie-

ferkomplex (mit *Posidonia*) vertreten sind. Höher folgen hellere Kalke und Mergel. Der Portland hat die typische Tithonfazies heller gebankter Kalke mit *Pygope janitor* und Ammoniten (von unten: *Oppelia lithographica, Berriasella privasensis, Perisphinctes senex).* Der Übergang zur Kreide ist lückenlos.

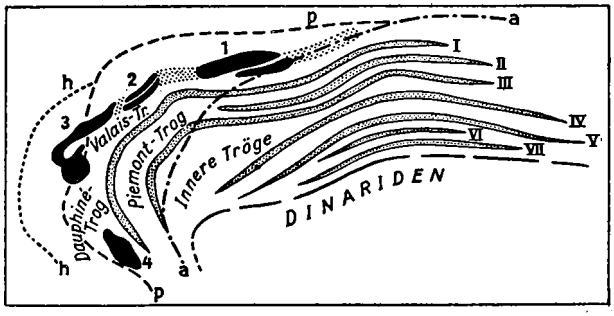


Abb. 152. Die mesozoischen Schwellen im westalpinen Raum. Nach R. STAUB & M. GIGNOUX.

h heutiger Außenrand der Helvetiden; *p* desgleichen der Penniden; *a* desgleichen der Austriden. Schwarz-Zentralmassive: *1* Aar-Gotthard; *2* Mont Blanc-Aiguilles Rouges; *3* Belledonne-Pelvoux; *4* Mercantour. Schwellen (Kordilleren): *I* Briançon—St. Bernhard; *II* Monte Rosa (heute unsicher); *III* Dent Blanche; *IV* bis *VII* Grisoniden (unterostalpin).

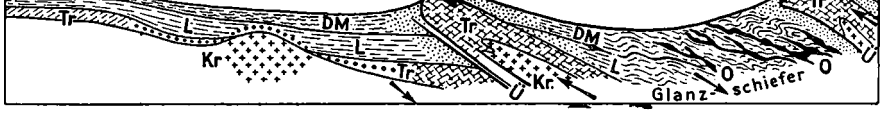


Abb. 153. Gliederung der alpinen Geosynklinale der französischen Alpen im obersten Jura. Nach M. GIGNOUX. Man vgl. Abb. 135.

Pu Purbeck; Lagunen des Vorlandes; *R* Riffsaum; *DM* Dogger-Malm; *L* Lias; *Tr* Trias; *Kr* Kristallin; O Ophiolithe (basische vulkanische Gesteine). Die Schwellen kippen schon nach Nordwesten (links) über.

Östlich davon liegt die Schwellenfazies des Briançonnais (insgesamt höchstens 200 m). Hier ist der Lias kalkig, brecciös oder fehlt ganz. Der Dogger besteht im westlichen Teil aus Oolithen und Kalken, höher aus Kalkschiefern mit *Cancellophycus* und kleinen Ammoniten, oben aus dunklen Schiefern des Callovien-Oxford. Weiter im Osten ist er transgressiv, beginnt mit Breccien und enthält eine neritische oder sogar lagunäre Fauna mit *Mytilus* und Kohlen. Der Malm besteht aus Radiolarien-Hornsteinen und Kalken mit Aptychen und Belemniten. Im Obertithon wird die kleine Foraminifere *Calpionella* als kennzeichnend betrachtet.

Noch weiter im Osten herrscht die Piemontesische Fazies der Glanzschiefer, die wieder einem Längstrog entspricht. Da die Schiefer und Kalkschiefer metamorph sind (Phyllite), ist der genauere Umfang dieser sehr mächtigen, monotonen Serie unbekannt;

jedenfalls ist Lias nachgewiesen, doch könnte auch der höhere Jura und ein Teil der Kreide darin vertreten sein. Sehr bezeichnend ist die Einschaltung zahlreicher, meist verschieferter basischer Gesteine (Grünschiefer, Ophiolithe).

In der Schweiz ergibt sich ein ähnliches Bild. Nur gehörte das Aarmassiv im Lias noch zur Vindelizischen Schwelle und die schieferige (Dauphiné-) Fazies stellt sich erst in den oberen Helvetischen Decken ein, welche ursprünglich südlich vom Aarmassiv lagen. Der Dogger ist im Aarmassiv transgressiv und besteht aus Sandstein, Echinodermenbreccie und Eisenoolith; das Unteroxford ist kalkig-schieferig (Schiltkalk), zum Oberoxford und Kimmeridge gehört der bis 600 m mächtige Hochgebirgskalk (Quintnerkalk); zum Portland gehört der korallenreiche Troskalk. Es bestehen also Anklänge an Schwaben; die Mächtigkeit und Vollständigkeit nimmt nach Süden zu; dieser Valais-Trog entspricht dem des Dauphiné im Westen.

Die Fortsetzung der Briançonnais-Zone lag vermutlich in den tieferen Penninischen Decken; da in ihnen das Mesozoikum meist fehlt, wird angenommen, daß dasselbe gesondert über das Aarmassiv nordwärts geschoben wurde. Die Fazies in den Freiburger Voralpen paßt in der Tat zum Briançonnais; doch nehmen andere Forscher an, daß die Freiburger Alpen aus einem südlicheren Gebiet stammen. Jedenfalls bestehen die höheren, südlichen Penninischen Decken wieder aus Glanzschiefern mit Ophiolithen, die besonders in Bünden große Flächen einnehmen. In der Hauptsache sind sie liasisch; Dogger und Malm treten nur gelegentlich als verschieferten Aptychenkalk, „Hyänenmarmor" und Radiolarit auf. Innerhalb dieses Glanzschiefertroges bestanden 4 bis 5 Längsschwellen (Kordilleren), die durch mächtige Breccien angedeutet sind (Abb. 152 und 153). Nach ARGAND & R. STAUB bilden dieselben die Kerne der späteren Oberpenninischen und Grisoniden-Decken; in den letzteren wird der Jura wieder differenzierter und erinnert an die Ostalpen (Unterostalpin).

In den Ostalpen sind die Verhältnisse schwieriger auf eine Formel zu bringen, da die Differenzierung zum Teil größer ist und nicht parallel den tektonischen Einheiten verläuft; außerdem besteht dort über den Betrag der Überschiebungen keine Sicherheit (s. S. 401). Insbesondere ist nicht bekannt, ob und wie weit die helvetische und penninische Zone nach Osten unter die Kalkalpen fortsetzt. Man muß daher die nördlichen und südlichen Kalkalpen und die Zentralzone gesondert betrachten (vgl. Abb. 137).

Die nördlichen Kalkalpen bestehen aus Decken, die von Südosten nach Nordwesten übereinander geschoben wurden (Allgäuer, Lechtaler, Inntal-, Juvavische Decken); die Faziesverteilung ist mit diesen Einheiten nicht kongruent.

Im Lias deutet die sandig-konglomeratische, kohleführende Fazies der Gresten e r S c h i c h t e n (Enns-Gebiet) ein nördliches Litoral an. Ein anderes Flachwasser-Sediment, das aber inneren Schwellen des Liasmeeres entspricht, ist der H i e r l a t z k a l k, sandige rote Kalke und Echinodermenbreccien, die oft einer korrodierten Oberfläche des Dachsteinkalkes (Lücke im Rhät) aufliegen. Im tieferen Wasser wurde der S p o n g i e n l i a s abgelagert, dunkler Fleckenkalk mit Hornsteinbänken, deren Kieselsäure von Schwammnadeln stammt. Weiter verbreitet sind die mächtigen F l e c k e n m e r g e l (manganhaltig), die gelegentlich Liasammoniten führen (Allgäu). Im Osten (Sonnenwend, Salzburg) finden sich häufiger krinoidenreiche bunte Cephalopodenkalke (Enzesfelder Kalk) und rote Knollenkalke mit mediterranen Ammoniten – A d n e t h e r K a l k. Diese Fazies sind miteinander verzahnt, so daß man höchstens von einem Überwiegen der oder jener in den einzelnen Lias-Stufen sprechen kann.

Im Dogger besteht eine ähnliche Differenzierung. In den tieferen Beckenteilen bildeten sich Radiolarien-Hornsteine, bunte Klausschichten (Adnether Doggerfazies), graue Mergel mit *Posidonia alpina* (östlich der Enns), kieselige Schiefer (Kohlstattfazies von Kochel). Bei Wien (St. Veit) treten Mergelkalke des Bajocien mit *Cancellophycus* auf. Im Norden, zum Teil auch im Süden, wurden Flachwassersedimente gebildet: Crinoidenkalke (Vilser Alpen), schwammreiche Kieselgesteine, Kieselschiefer mit Konglomeratbänken (Sonnwend-Gebirge).

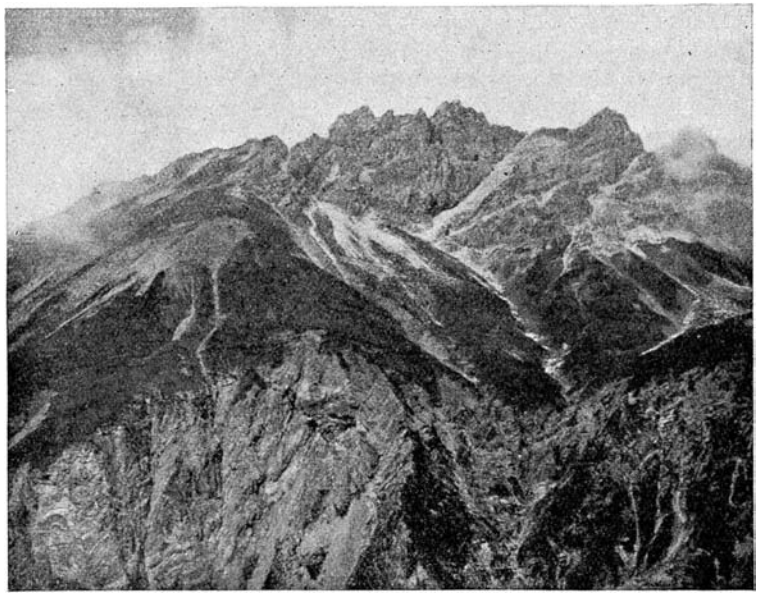


Abb. 154. Die Krottenspitzen südlich von Oberstdorf (Allgäu). Unten mächtige, stark gefaltete Fleckenmergel (Allgäuschiefer) der tieferen Allgäudecke, darüber die von Süden aufgeschobene Platte von triadischem Hauptdolomit der höheren Lechtaldecke.

Im Callovien beginnt eine Vertiefung, die im Malm anhält. Neben bunten Radiolarien-Hornsteinen sind besonders bunte (unten) und graue (oben) Kalkschiefer verbreitet, die von Fossilien fast nur A p t y c h e n (Ammoniten-Deckel) enthalten. Im Osten sind die analogen Oberalm-Schichten durch Übergänge mit dem koralligenen Tressenstein-Kalk verbunden; daselbst vertritt auch der koralligene Plassenkalk mit Nerineen das Tithon (zum Teil auch Neokom). Gelegentlich treten über den Aptychenschiefern auch bunte Crinoidenkalke des Tithon mit *Pygope diphya* und Zwergammoniten (Lechtaldecke) oder rote Ammonitenkalke (Oxford und Kimmeridge) auf. Konglomeratischer Kimmeridge über Grestener Lias und landnahem Dogger liegt am Nordostrand (subalpine Flyschfazies des Jura).

Der Tiefenstreifen des Jurameeres lag im mittleren Teil der nördlichen Kalkalpen; ein nördliches Litoral ist deutlich, im Süden sind jedenfalls Schwellen, vielleicht auch eine allgemeine Verflachung des Beckens nachweisbar.

In den Zentralalpen sind die Kenntnisse lückenhaft. Neben metamorphen Schiefern in der Hülle der Tauerngneise, deren Alter unsicher ist (? Äquivalente der penninischen Glanzschiefer) treten Pyritschiefer, Crinoidenkalke und Kalkschiefer des Lias und helle Marmore des Oberjura bei Radstadt und am Semmering auf. In den Tarntaler Köpfen und westlich vom Brenner besteht eine wechselvolle Juraserie, die zum Teil als Übergang zwischen den Nord- und Zentralalpen gedeutet werden kann. Es ist daher noch unsicher, ob hier eine zentralalpine Schwelle oder die von höheren Decken überfahrene penninische Fazies vorliegt. Weiter im Süden, wo sich die mächtige ostalpine Trias wieder einstellt (Münstertal), erscheint darüber auch wieder vollständigerer Jura.

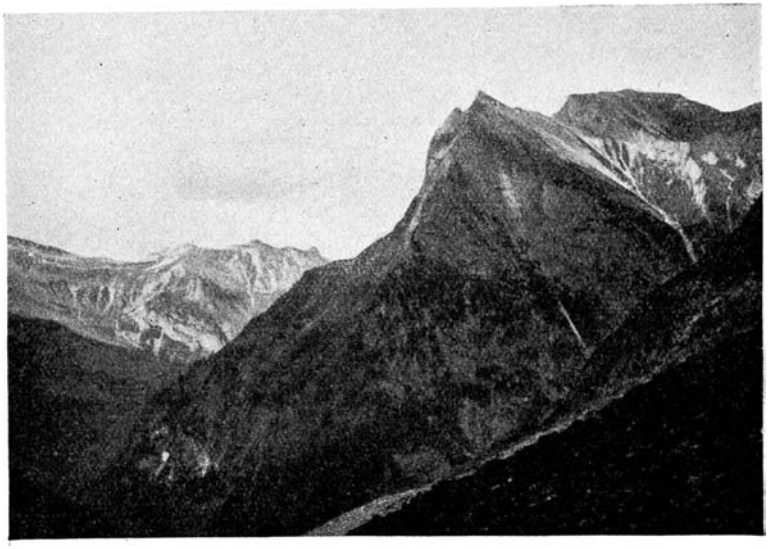


Abb. 155. Schneck im Allgäu (bei Oberstdorf). Im Hintergrund Hauptdolomit und Rhätkalke des Nebelhorns, die tieferen Teile im Vordergrund sind Allgäuschiefer (Fleckenmergel); die steile nach rechts hinabziehende Rippe ist Radiolarit, darüber Aptychenkalk (Malm).

In den Südalpen zeigt der Lias der Lombardei (über 1000 m) unten die mitteleuropäische Fauna, in der Mitte eine Mischung mitteleuropäischer und mediterraner *(Phylloceras, Terebratula aspasia)* Formen, oben rote Cephalopodenkalke mit vorwiegend mediterranen Formen (calcare ammonitico rosso inferiore). Weiter im Osten besteht der Lias aus grauen Plattenkalken oder oolithischem, zum Teil dolomitischem Kalk mit Crinoiden und *Megalodon* (Südtiroler Dolomiten). In den Sette Communi finden sich oben Pflanzen (Rotzo-Schichten).

Dogger und Malm sind in der Lombardei meist als fossilarmer Aptychenkalk entwickelt, über dem ein heller Kieselkalk (Majolica) des Obertithons und der Unterkreide lagert. Am Gardasee ist die Entwicklung differenzierter: Oolithe und gelbe Kalke mit sehr reicher Ammonitenfauna vertreten den tieferen Dogger (Cap Vigilio); höher folgen Schichten mit massenhaften *Posidonia alpina, Phylloceras, Cadomites, Lytoceras* und Brachiopoden (Klaus-Schichten). In den Südtiroler Dolomiten hat der Dogger wieder tiefere Fazies (Aptychen-Schichten). Der Malm besteht hier aus dem oberen roten Ammonitenkalk (Oxford-Kimmeridge, leitend *Aspidoceras acanthicum*), aus hellen untertithonischen Kalken mit *Phylloceras ptychoicum* und *Pygope diphya* und aus der weißen marmorartigen Majolica (Obertithon bis tiefstes Neokom).

Die Differenzierung ist demnach im Lias am stärksten, wobei dieser im Westen mehr an die westeuropäische und mediterrane, im Osten mehr an die nördliche kalkalpine Fazies erinnert. Später ist die Fazies einheitlicher und entspricht einem weiten, tieferen Meere.

5. **Apennin.** Der Jura des Apennin besitzt teils neritische, teils bathyale Fazies, die an die Lombardei anschließt. Häufig ist eine Lücke im Unterdogger und eine Transgression im Callovien oder Obermalm (Apua). Im Nordapennin liegt der autochthone toskanische Jura unter einer von Westen stammenden ligurischen Decke, welche Kalkschiefer des Jura mit basischen Effusiven (Ophiolithen) enthält; es ist ein Äquivalent des alpinen Penninikums, doch lag der Trog westlich von Italien. Im Südapennin umsäumte das Jurameer die hochgelegene kalabrische Masse, über welche nur oberster Jura übergriff. Die Fazies ist neritisch oder litoral.

Während Lias und tieferer Dogger im Südapennin aus mächtigen (700 m) hellen neritischen Kalken bestehen, beginnen sie in Nordkalabrien mit Konglomeraten, dunklen Mergeln und Brachiopodenkalk, und auch höher sind oft klastische Einlagerungen vorhanden. Callovien, Oxford und Kimmeridge fehlen oft. Das Tithon beginnt mit Konglomeraten, transgrediert zum Teil auf Kristallin und besteht aus Sandsteinen, Hornsteinkalken und Kieselschiefern, oder aus hellen Kalken mit *Ellipsactinia, Diceras, Natica,* die auch am Monte Gargano im Osten bekannt sind. Im Süden und Westen der kalabrischen Masse ist die Fazies ähnlich, aber Dogger und Untermalm sind vorhanden. In Westsizilien verschwinden die Lücken immer mehr. Bei Palermo beginnt der Lias mit hellen Kalken (α bis β), dann folgen Crinoiden-Kalke mit *Pygope aspasia* und mediterranen Ammoniten (γ bis δ), schließlich Oberlias als roter Kalk oder Kieselschiefer. Der Dogger besteht aus mächtigem Crinoidenkalk, der Malm aus Korallenkalk; das Tithon ist fossilreich. Im Südwesten (Trapani) fehlt Oberlias; das Aalénien transgrediert über Mittellias mit reicher Fauna (Typus San Vigilio am Gardasee). Höher folgen Kalke mit *Posidonia alpina* und Ammoniten des Mittel- und Oberdogger. Graue Kalke der *transversarius*-Zone, weiße der *acanthicus*-Zone und Cephalopodenkalke des Tithon schließen die Folge ab, welche zwischen Apennin, Balearen und Nordafrika vermittelt.

6. **Karpathen und Ostbalkan.** Die Entwicklung in den Nordkarpathen erinnert an die Ostalpen. In den tiefsten (nördlichen) Decken und in der Hohen Tatra hat der Lias die kohlenführende Grestener Fazies. In den höheren Decken und im Süden herrschen dagegen Fleckenmergel und rote „Adnether" Cephalopodenkalke, welche den ostalpinen Trog nach Osten fortsetzen (s. unten). Der Dogger ist in den tieferen (nördlichen) Decken durch gelbe Schiefer mit *Posidonia alpina,* kieselige Schwammkalke und Knollenmergel mit *Cardioceras,* oben mit *Creniceras, Peltoceras* usw. (Callovien-Oxford) vertreten. Weiter im Süden sind rote Crinoidenkalke mit Schnecken und Muscheln häufig. Die obersten Decken enthalten Fleckenmergel und Kieselkalke mit *Phylloceras, Haploceras, Sphaeroceras.* Im Malm sind Aptychenschiefer weit verbreitet. Das Tithon ist besonders aus den „Klippen" Mährens bekannt, wo der helle Stramberger Kalk als Typus dieser Fazies gilt. Eigenartig ist die Mischung von riffbildenden Organismen (Schwämme, *Ellipsactinia,* Korallen) mit dickschaligen Muscheln *(Diceras luci),* Brachiopoden *(Rhynchonella, Pygope),* Gastropoden und zahlreichen Seeigeln einerseits und mit Cephalopoden andererseits. Fische und Krebse fehlen auch nicht. Rote und weiße Brachiopodenkalke, gelegentlich auch Plattenkalke mit Aptychen kennzeichnen das Tithon der südlicheren Zonen und Ungarns.

In südlicher Fortsetzung dieses Meeres ist Lias in roter Cephalopodenkalk-Fazies aus dem östlichen Siebenbürgen und der Bukowina bekannt; von hier zieht ein Streifen tieferen Meeres durch die wallachische und nordbulgarische Ebene nach dem Balkan weiter und hat eine Fortsetzung in Nordanatolien. Diese Furche war indessen nur schmal: Im Nordosten lag das Podolische Land, welches im Lias bis zur Dobrudscha reichte; im Westen findet sich bei Fünfkirchen, im Banat und in Nordserbien ein litoraler lückenhafter Unterlias (Grestener Schichten) mit bauwürdigen Kohlen und mariner höherer Lias von mitteleuropäischem Cha-

rakter. Es ist das der Saum einer Schwelle, welche den südalpin-dinarischen und den nordalpin-karpathisch-balkanischen Trog trennt (s. Abb. 156).

Der Dogger beginnt in den Südkarpathen mit einer Hebung, da in Siebenbürgen, im Banat, in Nordserbien verschiedene Doggerstufen zum Teil unmittelbar auf Kristallin übergreifen. Konglomerate und Sandsteine des Bajocien, Brachiopodenkalke, eisenreiche Cephalopodenkalke des Oberbath-Callovien sind häufig. Im östlichen Balkangebirge gehören zum Dogger Schiefer und glaukonithaltige Quarzite. Die lückenhafte Serie gehört wohl dem östlichen Randsaum des Mittelmeerbeckens an.

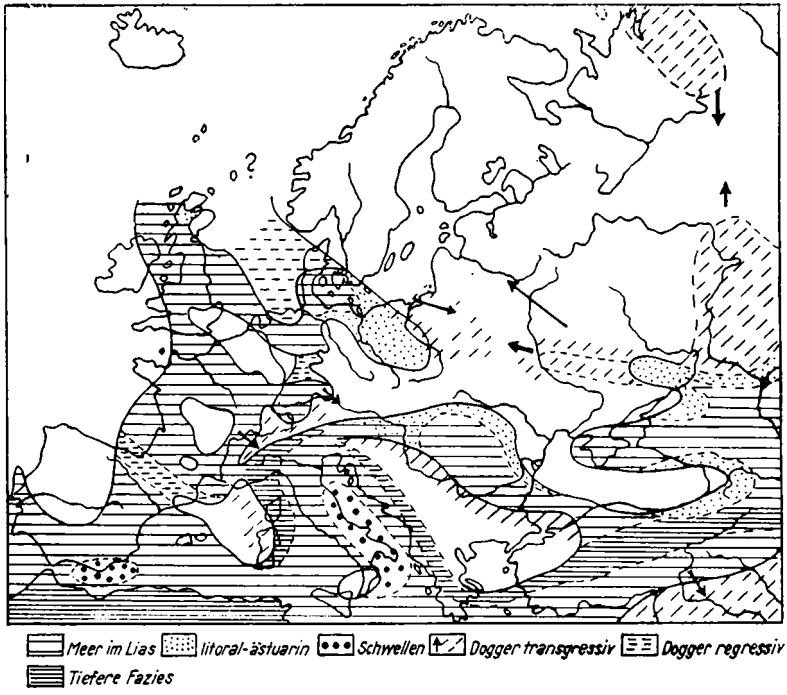


Abb. 156. Der tiefere Jura in Europa.

Im Malm ist die marine Fazies wieder weiter verbreitet, wobei die Transgression teils im Callovien, teils erst im Tithon einsetzt. Vom Innensaum der Nordkarpathen reicht die Fazies der Aptychenkalke weit nach Ungarn und wird dort von Tithonkalk mit *Pygope diphya* überlagert. Weiter im Osten (Siebenbürgen) ist eine mehr mitteleuropäische Fazies des Kimmeridge, transgressiv über Bathonien, bekannt; darüber folgt Portland mit *Oppelia lithographica* und Tithonkalk. In den gesamten Transsylvanischen Alpen und im Banat liegen weiße tithonische Massenkalke übergreifend auf Callovien oder tieferen Schichten. Die Malmfolge der Südkarpathen hat Beziehungen zum Mittelmeer, aber auch zu Polen. Das gilt auch für die Dobrudscha, wo Malm (Callovien bis Unterportland) in vorwiegend „schwäbischer" Fazies über Trias transgrediert. Es handelt sich also im Streifen Dobrudscha-Siebenbürgen-Mähren um einen Randschelf des Mediterranbeckens, ähnlich wie in Süddeutschland; das tiefere Meer im Westen griff dann im Tithon wechselnd weit nach Osten und Norden über. Die Fortsetzung der tieferen Fazies liegt im Balkangebirge, wo im Westen mediterrane

Aptychenkalke, im Osten radiolarienführende Kieselkalke den Malm vertreten, während im Nordbalkan mächtige graue Riffkalke zur Vorschelf-Fazies der Dobrudscha überleiten. Beide Zonen setzen nach Nordkleinasien fort (s. Abb. 157).

7. **Die Dinariden.** Die Fazies zu beiden Seiten der Adria ist recht ähnlich und schließt auch eng an die Südalpen an, so daß die drei Gebiete eng zusammengehören, während sie von der nordalpinen Entwicklung durch die Zentralalpen geschieden sind. Östlich derselben, in Westungarn, bestand wohl eine Verbindung über das Plattensee-Gebiet zu den Nordkarpathen. Weiter im Südosten (Fünfkirchen, Banat) schaltet sich die erwähnte orientalische Masse mit lagunärem Lias und lückenhaftem Oberjura zwischen den karpathisch-balkanischen und südalpin-dinarischen Trog ein (Abb. 156 und 157).

In den Dinariden kann der Jura von den Julischen Alpen über Dalmatien und Albanien nach Griechenland verfolgt werden. Im Peloponnes ist er lückenhaft; Tithon greift in Morea, auf Euböa und Kreta über und setzt nach Kleinasien fort.

In den Norddinariden ist eine Lücke vorhanden, die gelegentlich Lias und Dogger umfaßt (Triglav, Ternowaner Plateau); dann transgrediert auch hier zoogener Tithonkalk mit Ellipsactinien, *Diceras luci* und Nerineen.

In der eigentlichen Dinaridenfurche an der Adriaküste liegen konkordant auf Trias dickbankige Liaskalke mit reicher mediterraner Brachiopoden- und Korallen-Fauna *(Terebratula aspasia)*. Im Oberlias herrschen rote Knollenkalke mit Ammoniten, Plattenkalke und dunkle Schiefer mit *Posidonia bronni*. Höher treten in letzteren Ammoniten des Dogger α auf. Dann folgen in Griechenland helle Kalke des Bajocien (Vigilio-Fauna). Im Oberbajocien wird die Fazies kieselreicher Plattenkalke mit Aptychen und radiolarienreicher Hornsteine herrschend; von anderen Fossilien treten nur *Posidonia buchi* und *Posidonia alpina* auf. Diese Fazies reicht bis in die Kreide hinauf und ist von Dalmatien bis Akarnanien und Kephalonien bekannt. Nach Osten (Bosnien) wird sie durch Glanzschiefer ersetzt, denen im Novipazar-Gebiet große Mengen basischer grüner Gesteine (Ophiolithe) eingeschaltet sind. Diese sind oft mit Eisen-Chrom-Lagerstätten verknüpft. Einschaltungen von Tuffen und Radiolarienhornsteinen verstärken die Ähnlichkeit mit der Penninischen Zone der Alpen und lassen hier einen zentralen Tiefenstreifen erkennen, der über die albanische Merdita, Mazedonien, Griechenland nach der Ägäis und nach Kleinasien weiterzieht. Dort scheinen sich der balkanische und dinarische Ast der Geosynklinale zur asiatischen Tethys zu vereinigen (s. Abb. 156 und 157).

b) Die Tethys im eurasiatischen Grenzgebiet

1. Von Kleinasien scheint die Tiefenzone über Ankara, Persien, Nordafghanistan nach dem Pamir zu ziehen, doch sind die Kenntnisse hier noch recht lückenhaft.

Der Lias ist am Nordsaum (Elbursgebiet) in Grestener Fazies entwickelt, mit marinen Lagen. Weiter im Süden ist der tiefere Trog durch Hierlatz- und Adnether Fazies des Unter- und Mittellias und durch oberliasische Sandkalke gekennzeichnet (Ankara). Vom Dogger ist bis auf Bajocien bei Djulfa (Armenien) und Callovien-Schiefer in Urmia und Beludschistan wenig bekannt. Der Malm zeigt bei Ankara, in Hocharmenien und in Nordpersien die typische mediterrane Tiefenfazies von Ammonitenkalken und Aptychenkalken mit Oolithen. Neritische Kimmeridge-Oolithe mit *Pterocera oceani* treten am nördlichen Randsaum (Schwarzes Meer) auf.

Dieser tieferen Fazies steht ein breiter südlicher Randsaum in Syrien und Arabien und eine nördlichere Gruppe von Flachbecken gegenüber, die als Kimmero-Kaukasische Provinz bekannt ist und zu der auch das Donez-Becken gehört. Betrachten wir zunächst den Süden.

2. In Syrien (Hermon, Libanon) besteht eine kalkige Folge, welche mit Mergeln des Callovien-Oxford *(Oecotraustes renggeri, Aspidoceras perarmatum, Cosmoceras ornatum)* beginnt; höher liegen Kalke mit Brachiopoden, Muscheln und Seeigeln des Oberoxford und Kimmeridge.

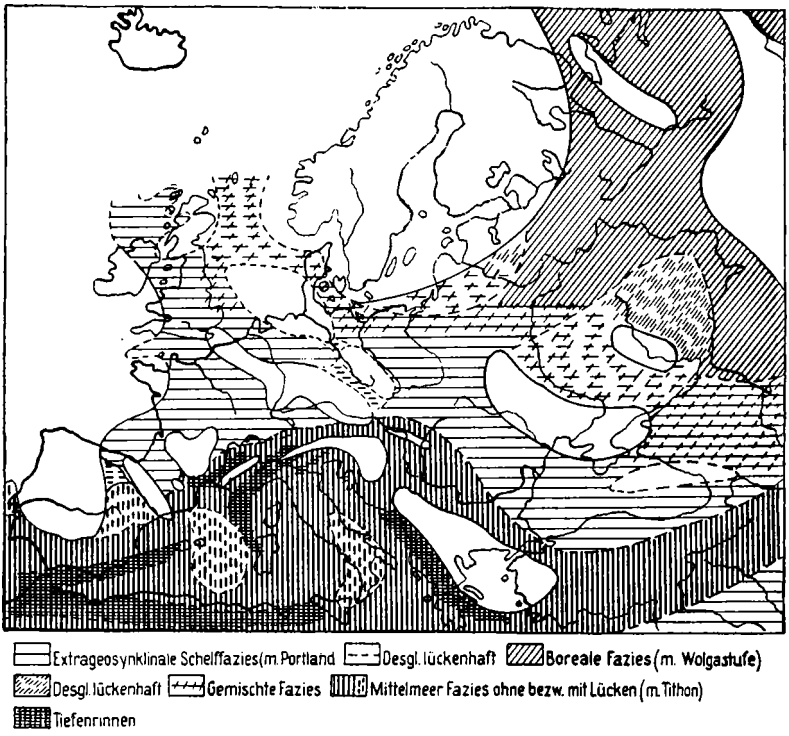


Abb. 157. Der Oberjura in Europa.

Vermutlich herrscht die gleiche Entwicklung im Liegenden der Kreide Palästinas, wo auch Bathonien genannt wird. Endlich besteht eine analoge, noch vollständigere Folge in der Isthmus-Wüste, wo über Pflanzensandsteinen (? Lias) Kalke und Sandsteine des Bajocien, Kalke des Oberdoggers mit Ammoniten, Oxford und Kimmeridge in syrischer oder in Korallenfazies liegen. Höher zeigen grobe Sandsteine eine Verflachung an.

Wie weit dieser Vorschelf nach Süden reicht, ist nicht sicher. Bei e-Riad in Zentral-Arabien wurde Oberoxford-Kimmeridge mit *Gryphaea dilatata, Terabratula subsella* und andere gefunden; im Südwestarabien (Hinterland von Aden) ist seit langem Dogger und Malm bekannt. Diese Funde zeigen, daß der syrische Schelf gelegentlich mit der später zu besprechenden äthiopischen Provinz Verbindung haben konnte.

3. Am Nordsaum der Tethys ist der Vorschelf-Gürtel in der Kimmero-Kaukasischen Provinz breit entwickelt und besitzt mehr Ähnlichkeiten mit Mitteleuropa als mit dem borealen Reich. Nach WILSER griff im tieferen Jura eine Pontische Landmasse von der Dobrudscha durch das Schwarze Meer halbinselartig bis zum Kaukasus vor, so daß höchstens im Kaspigebiet eine Verbindung nach Norden bestand. Krim und Kaukasus bildeten ein sich nach Westen ausflachendes Becken, welches im Norden von der Podolischen Masse umsäumt war, auf welche dann nördlich ein zweiter Golf (Donez-Gebiet) folgte, der im Osten mit dem Kaukasischen Meer zusammenhing. So erscheint der Südrand der russischen Landmasse „festoniert", d. h. in spitzwinklig zum Gesamtrand verlaufende Becken und Schwellen zerlegt (Abb. 156). Das erinnert an die Gliederung in den Alpen.

Der Lias im Krim-Kaukasus-Trog, im Kaspi-Gebiet und Donezbecken ist klastisch mit Pflanzensandsteinen, bunten Tonen und Kohle. Marine Lagen treten auf; insbesondere im Donezbecken ist der Oberlias und Unterdogger durch Schiefertone mit mitteleuropäischen Ammoniten vertreten, so daß die Fazies teils an die Grestener Schichten, teils an den skandinavischen Südrand erinnert.

Im Dogger beginnt eine Erweiterung und Vertiefung. Im zentralen Kaukasus liegt eine bis ins Callovien reichende Folge dunkler Geodenschiefer mit mitteleuropäischen Zonenammoniten, die aber südwärts, am Saum der Pontischen Masse, in lagunäre Schichten mit Kohle (Twarktscheli) übergeht. Im Kaspigebiet und östlich davon ist der tiefere Dogger lagunär, der obere marin. In der Krim ist die Fazies sandig, aber marin *(Parkinsonia, Pseudomonotis)*. Im Donezbecken bilden Ammoniten-Tone das Bajocien (Unterbathonien), während höher Pflanzensandsteine liegen.

Die Callovien-Transgression schafft freiere Verbindung nach der Tethys und nach Norden. Im Kaukasus reichen Sandsteine mit Eisenoolithen bis zum Oxford; die Fauna zeigt eine Mischung mitteleuropäischer, borealer und mediterraner Formen. Im Antikaukasus sind vulkanische Tuffe im Callovien häufig. Der Kimmeridge ist durch Massenkalke mit Schwämmen, Korallen und *Diceras* vertreten. Dann folgt eine Regression (Dolomite mit Gips), entsprechend der hier intensiven kimmerischen Gebirgsbildung. Nur am Araxes sind Tithon-Riffe bekannt.

Im Kaspigebiet entsprechen Callovien-Kimmeridge mehr der osteuropäischen Entwicklung, während der Portland teils kalkig mit *Nerinea*, teils sandig mit *Aucella* ist; die Kalke reichen bis nach Buchara. In der Krim besteht eine eigenartige Wechsellagerung sandig-konglomeratischer Schichten mit geschichteten und massigen Kalken, die schon im Callovien beginnt. Die Fauna ist zum Teil mitteleuropäisch. Die konglomeratischen Einstreuungen stammen von der Pontischen Masse im Norden.

Im Donezbecken ist die Fazies ähnlich: Callovien-Konglomerate, Kalksande und Oolithe des Oxford, Korallen-Nerineenkalke des Kimmeridge, fossilleere Sande und Tone des Portland. Die Mächtigkeit ist aber geringer.

Im ganzen liegt also ein nördlicher Vorschelf der Tethys mit mitteleuropäischen Anklängen vor. Das „boreale" Meer Nordrußlands (s. S. 477) war also zum Teil durch die genannten Ost-West-Schwellen abgeriegelt. Es liegt nahe, mit NEUMAYR an klimatische Umstände zu denken, da der kalkige Oberjura sich dort einstellt, wo Ost-West-Schwellen die Zufuhr von nördlichem Kaltwasser unterbanden. Erst im Bereiche der ostrussisch-kaspischen Senke drang die boreale Fazies weiter nach Süden vor, was die Mischfaunen im Kaukasus erklärt.

c) Die Tethys in Asien

Die Beziehungen des himalayischen Juras zum europäischen Mediterrangebiet sind zweifellos eng, doch ist über den Verbindungsweg in Persien und Beludschistan noch recht wenig bekannt. Vermutlich bestanden noch Beziehungen nach Norden über den Karakorum, wo muschelführende Liaskalke über Rhät bekannt sind.

In der Himalayischen Geosynklinale tritt sowohl eine kalkige als auch eine tonig-mergelige Entwicklung auf. Die kalkige Fazies tieferer Jurateile ist besonders im Gebiet der südtibetanischen Klippen verbreitet (Chitichun, Malla Johar), wo rote „Adnether" Cephalopodenkalke vorkommen, deren Fauna aber auf Dogger hinweist. Dieser pelagische Jura scheint bis zum Südrand des Jarkendbogens im Norden zu reichen. Im Gebiet von Spiti bilden dunkle, fossilarme Kalke die tieferen Teile des Jura; oben führen sie in Oolithen *Macrocephalites* und einen Belemniten mit Doppelfurche *(Dicoelites).* Darüber beginnt die mächtige Folge der dunklen Spiti-Schiefer, von unten:

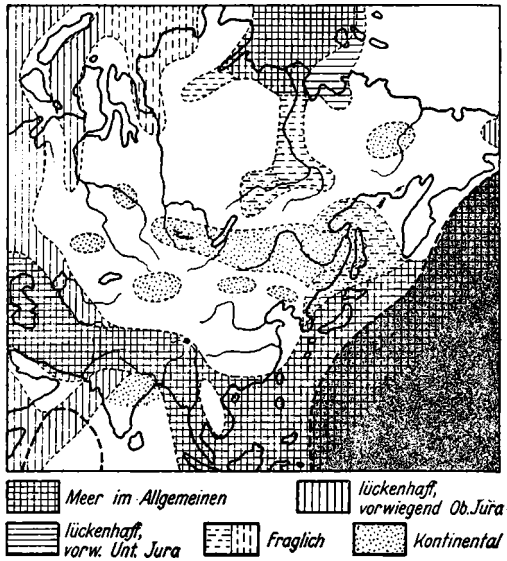


Abb. 158. Der Jura in Asien.

Belemniten-Schichten: Massenhaft tritt hier der tiefgefurchte *Belemnites gerardi* auf, daneben weitrippige Inoceramen, *Macrocephalites* cf. *maya* und die ersten *Simbirskites.* Es handelt sich wohl um Oxford.

Chidamu-Schichten. Zahlreiche Ammoniten: *Virgatosphinctes, Aulacosphinctes, Hecticoceras, Streblites, Kossmatia, Haploceras, Phylloceras, Lytoceras.* Kimmeridge bis Untertithon.

Lochambel-Schichten. Perisphincten der *Paraboliceras*-Gruppe (mit Parabelknoten und gekrümmten Rippen), *Spiticeras, Himalayites, Astieria, Phylloceras, Berriasella* und andere. In dieser Folge ist neben dem Obertithon auch schon unterste Kreide vertreten.

Die Folge von Spiti zeigt viele Beziehungen zum mediterranen Reich, doch treten auch spezifische Formen auf und außerdem erscheinen einige, welche in Europa später in der borealen Provinz auftreten. Auch die Aucellen deuten auf boreale Beziehungen hin. Die massenhaften canaliculaten Belemniten bilden ebenfalls eine Eigentümlichkeit. Nach Süden geht dieses tiefere Jurameer bald in neritische Bildungen über (s. unten). Die Geosynklinale zieht ostwärts über Nepal und dann südostwärts, vermutlich durch den birmanischen Bogen. Die Kenntnisse sind noch dürftig; in Yünnan und Annam tritt Flachwasser-Lias mit *Psiloceras* und *Schlotheimia* auf.

Vollständiger und typisch mediterran ist der Jura der Sunda-Inseln und der Molukken.

Der Lias ist in schieferig-mergeliger Ausbildung bekannt, die mitteleuropäisch ist; doch treten auf Timor auch „graue Kalke" auf, die überraschende Ähnlichkeit mit Südtirol haben.

Im Dogger herrschen neritische Bildungen mit vielen europäischen Anklängen. Auf Borneo sind auch Sandsteine mit Landflora und Kohlen bekannt.

Im Malm beginnt eine Vertiefung; die Faunenfolge der Spiti-Schiefer mit den kennzeichnenden Belemniten, Inoceramen, *Phylloceras, Himalayites* usw. ist weit verbreitet, bis auf die Ammoniten der Chidamu-Schichten. Dafür treten im Oxford europäische Formen auf. In den Oberjura gehört vielleicht auch die Danau-Formation von Buru und Borneo, eine Folge bathyaler Kalke mit Radiolariten und Ophiolith.

Die Fortsetzung der Tethys dürfte über Neu-Guinea nach Neu-Kaledonien und Neuseeland reichen; über der Obertrias liegt hier Lias mit Brachiopoden und *Lytoceras,* Dogger mit *Mytilus* und Malm mit himalayischer Fauna. Eine Heraushebung am Ende des Jura wird durch kohlenführende Sandsteine belegt.

Ein anderer Ast, bei Timor nach Süden abzweigend, scheint die australische Westküste zu begleiten (Westralische Geosynklinale).

C. Das Angara-Land

Im tieferen Jura bilden Osteuropa, Sibirien und China noch ein Festland, welches erst im Callovien in einen versinkenden westlichen Teil und in das permanente Hochgebiet des Angara-Landes zerlegt wird. Hier besteht aber seit dem Rhät eine weit verbreitete terrestische Sedimentation über dem eingerumpften älteren Gebirgsbau. Sandsteine und Schiefertone mit Kohlenflözen liegen in Becken verschiedener Spannweite, deren Entstehung wohl mit einer weitspannigen „Runzelung" der Erdrinde zusammenhängt. Die Trennung vom Permokarbon ist nur gelegentlich durch die Flora möglich (Abb. 158).

Das Alter dieser Beckenfüllungen ist verschieden. Im Ural gehören sie dem Rhät-Lias an; weiter südlich verzahnen sie sich am Kaspi mit den ästuarinen Saumbildungen Kaukasiens und enthalten Erdöl. In Turkestan treten neben den rhätischen auch jüngere Kohlen auf (Dogger). Über Buchara setzen sie in den Tjan-Schan und Alai fort; die größten Becken liegen in der Dsungarei. Das genaue Alter der Jura-Braunkohlen im Kusnezker Becken, welche das Hangende der produktiven permischen Folge bilden, ist nicht bekannt, desgleichen das zahlreicher weiterer Vorkommen im Norden, welche mit den Trappergüssen Nordsibiriens verzahnt sind. Zwischen dem Tschulym-Fluß und Irkutsk liegen noch zahlreiche jurassische Seebecken mit Pflanzen, limnischen Ostracoden, Muscheln und Schnecken. Im Süden gehört

das isolierte Urjanchai-Becken zu dieser Gruppe. Im Norden, am Wiluj, verzahnen sich die Schichten mit den lagunär-marinen Bildungen der borealen Transgression (s. unten).

Das größte dieser Becken bei Irkutsk bildet eine Ost-West gestreckte Mulde in gefaltetem Paläozoikum; in einer bis 500 m mächtigen Folge von Sandsteinen und Tonschiefern sind mehrere Flöze von Stein- bzw. Braunkohle eingeschaltet, deren Vorrat auf etwa 50 Milliarden t veranschlagt ist. Das Alter ist unsicher (Dogger bis Unterkreide?).

Kleinere Becken mit Kohlen von gleichem Alter sind in Transbaikalien, im Amurbezirk und in der Küstenprovinz verbreitet. Hier ist der gefaltete Jura oft diskordant von Kreide überlagert. Ähnliche Verhältnisse herrschen in der Nordmongolei, Mandschurei und in Korea. Von den westlichen Becken unterscheiden sie sich petrographisch durch dunklere Farben und häufige vulkanische Einschaltungen (Porphyr, Tuffe, auch Granite), floristisch durch Vorwiegen von Farnen und Cycadeen, während im Westen Koniferen herrschen. Das spricht für ein feuchteres Klima im Osten.

Die Vorkommen östlich vom Baikalsee sind gelegentlich mit marinen Sedimenten verzahnt. Hier finden sich an den Flüssen Onon, Bureja, Amur in der kohlenführenden Folge marine Lagen mit Belemniten und *Harpoceras* (Oberlias – Unterdogger). Auch aus der Gobi und Mandschurei ist diese Mischfolge bekannt.

Bei Wladiwostok treten im oberen Teil einer kohlenführenden Sandstein-Schieferfolge (Mongugai-Serie = Dudai-Serie Koreas), die in die Trias hinabreicht, marine Lagen des Oberlias auf. Nach einer Unterbrechung folgt die ebenfalls schiefrig-sandige Nikkan-Serie mit Kohlen und Pflanzen, welche in die Unterkreide hinaufgeht und am Ochotskischen Meer mit marinem Dogger und Malm verzahnt ist. Ähnlich liegen die Verhältnisse in Japan.

Auch in China sind Jurakohlen bei Peking, in Shansi und Shantung verbreitet und häufen sich weiter im Süden (Kiang-si, Hupeh, Sjetschuan) zu bedeutenden Lagern mit etwa 33 Milliarden t Vorrat. Diese Fazies reicht bis Tonkin und Annam. In Nordchina soll der Vorrat 20 Milliarden t erreichen.

Die Ostangarische Kohlenprovinz ist also recht beachtlich, wenn auch die Flöze dünner und die Verbreitung diffuser ist als im Permokarbon.

D. Der boreale und nordpazifische Jura

Auch im Jura trennt der kontinentale Gürtel der Nordhalbkugel die Tethys von einem boreal-arktischen Meere ab. Zwar bestanden in Ostrußland, in Ostsibirien, im westlichen Nordamerika und im Nordseegebiet gelegentliche Querverbindungen, aber die Eigenart des borealen Reiches bleibt doch deutlich gewahrt. Als wichtigste Kennzeichen seien genannt:

Stratigraphisch: das Fehlen bzw. die Seltenheit von Lias und tieferem Dogger, aber eine Fortsetzung in die Unterkreide.

Paläogeographisch: die große Callovien-Transgression.

Petrographisch: das Vorwiegen dunkler Tone und die Kalkarmut.

Faunistisch: das Fehlen von Riffbildnern, die Häufigkeit der „absoluten" Belemniten *(Cylindroteuthis)*, der Reichtum an Aucellen und die Vorherrschaft einiger Ammoniten, welche im mediterranen Reich selten sind oder ganz fehlen; boreal sind *Cadoceras* (Callovien), *Virgatites, Neumayria, Craspedites* (Portland). *Quenstedticeras* (Obercallovien), *Cardioceras* (Oxford-Kimmeridge) sind im Nordteil des mediterranen Reiches auch vertreten; *Cosmoceras, Aspidoceras, Hecticoceras, Kepplerites* und einige Oppelien kommen in beiden Bereichen vor. Echte Perisphincten sind im borealen Reich seltener.

a) **Osteuropa** (s. Abb. 157). Es ist das klassische Gebiet der borealen Entwicklung mit deutlicher Transgression im Callovien, welche über das litauische und kurische Gebiet auch eine gelegentliche Verbindung nach Westeuropa herstellt. Diese Verbindung mit Faunenaustausch ist im Kimmeridge wieder behindert, aber im Portland reicht die russische Ausbildung *(Virgatites* und *Aucella)* jedenfalls bis zur Odermündung, vielleicht sogar bis England. Die Fazies ist überall sehr ähnlich: meist handelt es sich um etwa 50 m dunkle Tone mit ausgezeichnet erhaltenen Fossilien; gelegentliche Lücken werden durch sandige Horizonte mit Glaukonit, Phosphorit und kleinen Geröllen angezeigt. In den Randgebieten herrschen zum Teil lagunäre Sande vor. Es war jedenfalls ein flaches Meer mit gelegentlichen, weit verbreiteten Emersionen. Die Gliederung ist von unten:

Untercallovien. Unten *Cadoceras elatmae,* oben *Macrocephalites macrocephalus, Kepplerites goweri* und andere Ammoniten.

Mittelcallovien. Viele *Cosmoceras (jason, guilelmi, castor), Stephanoceras,* auch *Cadoceras, Perisphinctes* und viele Muscheln.

Obercallovien. *Cosmoceras (ornatum, pollux, duncani), Quenstedticeras lamberti, Quenstedticeras mariae, Peltoceras athleta,* Belemniten *(panderi, subabsolutus)* sind überall häufig.

Oxford. *Cardioceras cordatum* und andere, *Aspidoceras perarmatum, Perisphinctes, Peltoceras.* Die Fauna erinnert an Westeuropa.

Kimmeridge. Unten *Cardioceras* (*alternans* und andere), *Holcostephanus,* oben *Aulacostephanus pseudomutabilis. Exogyra virgula* kommt vor.

Portland- oder Wolga-Stufe; der letztere Name ist gebräuchlich für die boreale tonige Ausbildung der Grenzschichten von Oberjura und Unterkreide, welche faziell und faunistisch vom Portland und Tithon abweicht. Man unterscheidet 6 Zonen:

Untere Wolga Stufe: 1. *Perisphinctes panderi, Virgatites scythicus, Virgatites quenstedti;*
2. *Virgatites virgatus, Holcostephanus lomonossovi;*
3. *Perisphinctes nikitini.* In 1 bis 3 sind *Aucella pallasi, mosquensis, fischeri* häufig.

Obere Wolga Stufe: 4. *Neumayria fulgens;*
5. *Craspedites subditus, Aucella krotovi;*
6. *Neumayria subclypaeiformis, Neumayria subfulgens, Craspedites nodiger, Craspedites kaschpuricus;* viele Aucellen und Belemniten.

Während diese Ausbildung im Süden durch die Kimmero-Kaukasische Fazies ersetzt wird, verbindet sie sich im Norden über Petschora-Land und Nowaja Semlja mit der ähnlichen Fazies des arktischen Beckens.

b) **Eurasiatische Arktis.** Der tiefere Jura ist lückenhaft, aber doch weiter verbreitet, als man früher annahm.

So liegen in Ostgrönland über rhätischen Sandsteinen (S. 474) solche mit *Thaumatopteris;* darüber folgen Sandsteine, Schiefer-, Toneisensteine und Kalkbänkchen mit reicher Muschelfauna und Ammoniten des Unterlias (nach ROSENKRANTZ); der Lias γ ist durch fossilleere Deltabildungen vertreten; im Oberlias herrschen kreuzgeschichtete Sandsteine und Konglomerate mit einigen marinen Lagen (auch europäische Zonenammoniten). Es ist das Litoral eines Meeres im Bereiche des heutigen Skandik; das Ostufer lag bei Spitzbergen, wo aber nur Oberlias in grobklastischer Fazies (allerdings mit *Harpoceras, Grammoceras, Hildoceras*) nachgewiesen wurde (nach FREBOLD).

Der tiefere Dogger ist auch lückenhaft und nur an wenigen Stellen bekannt. Bajocien mit *Lingula beani* erwähnte POMPECKJ von Franz-Josephs-Land. Auf König-Karls-Land treten

eisenschüssige Bathonien-Sandsteine mit *Pseudomonotis echinata* auf. In Ostgrönland liegen in Sandsteinen und sandigen Schiefern Ammoniten des Oberbath und des Callovien.

Die Hauptüberflutung fällt wieder ins Callovien, welches meist aus dunklen Tonen mit Toneisensteinen, seltener aus Sandsteinen und sandigen Schiefern, besteht. Die Verbreitung ist sehr wechselnd.

Auf Spitzbergen beginnt die Folge teils mit Untercallovien *(Macrocephalites ishmae, Kepplerites tychonis)*, teils mit mittlerem *(Cadoceras tschefkini)*, teils mit oberem *(Quenstedticeras lamberti)*; gelegentlich fehlt auch dieses. Auf König-Karls-Land und Franz-Josephs-Land sind alle drei Unterstufen vertreten. In Ostgrönland reicht die erwähnte sandige Folge bis ins Mittelcallovien; höher liegen kohlenführende Sandsteine. Litoraler Oberdogger mit Pflanzen und Kohlen reicht bis zu den Andö-Inseln (Norwegen). Nach Osten greift das Meer weit über (Nowaja Semlja).

Unteroxford in mariner Ausbildung ist unbekannt. Oberoxford ist (mit *Cardioceras alternans, Cardioceras nathorsti, Aucella bronni*) überall sehr gleichmäßig als Sandstein und Sandschiefer oder dunkler Schiefer entwickelt. Auf Franz-Josephs-Land liegen über dem Callovien Basalte, die aber nach FREBOLD der Unterkreide angehören.

Der Unterkimmeridge ist auch durchgehend als dunkler Schiefer mit *Aulacostephanus groenlandicum, Cardioceras kitchini* und *Aucella (pallasi, bronni)* entwickelt. Oberkimmeridge und Unterportland entsprechen einer allgemein verbreiteten Regression, da die hangende Wolga-Stufe oft transgredierend auf älteren Schichten liegt. Die Schiefer der unteren Wolgastufe enthalten die typische russische Vergesellschaftung. Die Verbreitung der oberen Wolgastufe ist geringer und nur auf Nowaja Semlja sicher. Auf Andö sind Kimmeridge und Portland durch litorale Sande vertreten.

Ein lückenhafter Lias scheint also nur im Bereiche des Skandik vorzuliegen (zwischen Grönland und Spitzbergen), hatte aber wohl Verbindung mit Westeuropa. Der tiefere Dogger ist noch seltener vertreten; vielleicht wurde ein Teil der Folge vor dem Callovien wieder vernichtet. Die Callovien-Transgression greift weit vor und stellt die Verbindung mit Osteuropa her, welche von nun ab ausschlaggebend ist. Lücken im Unteroxford und Oberkimmeridge deuten Regressionen an, desgleichen das häufige Fehlen der oberen Wolgastufe. Die im Barents-Schelf weitverbreiteten Basalte gehören vermutlich der untersten Kreide an, was für kimmerische Bewegungen spricht.

Im asiatischen Sektor der Arktis war das Jurameer zwar im allgemeinen ziemlich weit nach Norden über den heutigen Kontinentalrand hinausgedrängt, besaß aber im Malm mehrere Ausstülpungen nach Süden, z. B. am Ostrande des Urals, im unteren Ob-Gebiet und vor allem auf den neusibirischen Inseln und am Unterlaufe von Anabar und Lena (Abb. 158).

In der letztgenannten Bucht greift der Lias *(Amaltheus margaritatus, Phylloceras* und Belemniten) am Anabar-Fluß und auch östlich der Lena (Jana-Fluß) ziemlich weit nach Süden vor, um dann an der mittleren Lena, am Aldan und Wilui in eine lagunär-terrestrische Folge überzugehen (s. Abb. 158); doch sind noch am Wilui im Hangenden marine Schichten mit *Ludwigia murchisonae* und Muscheln gefunden worden, so daß das Meer zeitweise bis zum 60. Breitengrad nach Süden vorgegriffen hat. Weiter im Osten (Kolyma) sind Schiefer mit *Harpoceras, Coeloceras* und Sandsteine mit *Pseudomonotis* bekannt. Weiter verbreitet ist wieder das Callovien, von dem an der Eismeerküste alle drei Zonen mit Leitformen der westlichen Arktis auftreten.

Das Oxford enthält zahlreiche *Cardioceras*. Unterkimmeridge mit *Aucella* ist von Kotelny bekannt; die Wolgastufe mit *Aucella* und Belemniten tritt am Anabar und weiter im Osten an der Indigirka und im Anadyrgebiet am Beringsmeer auf.

Nicht ganz klar ist die Beziehung aller dieser Vorkommen zum litoralen Jura am Ochotskischen Meer und am Ussuri, wo sich (s. oben) die kontinentalen Angara-Schichten einschieben. Weiter im Norden (Uda-Becken) sind Sandsteine mit *Oxytoma münsteri* und *Pseudomonotis echinata* (Bath) bekannt und mit Vulkaniten vergesellschaftet. Auch Kimmeridge-Sandsteine mit *Aucella* treten bis zum unteren Amur und Stanowoi-Gebirge auf. Eine Verbindung nach Norden (Aldan-Lena) oder Nordosten (Kolyma-Anadyr) wäre also möglich.

c) **Japanischer Jura.** Auch die Verbindung mit Japan ist unsicher, da auf Sachalin Jura fehlt. Der japanische Jura zeigt eine Verzahnung kontinentaler, lagunärer und mariner Schichten (Abb. 158).

Im allgemeinen bilden die japanischen Inseln im Jura eine Inselkette oder Kordillere, welche ein bis Wladiwostok reichendes Flachmeer mit zum Teil aestuariner Sedimentation und borealen Einflüssen von dem offenen Meer im Süden und Osten trennt und eher mediterrane Fazies besitzt. Der Lias ist im Hauptteil des Gebietes sandig mit Pflanzen, enthält aber einige marine Lagen *(Arietites, Hildoceras, Coeloceras);* der Dogger ist meist lagunär und lückenhaft. Der Malm enthält am Südostsaum mediterrane Ammoniten und Korallenkalke (Torinosu-Fazies).

Betont sei das massenhafte Vorkommen von Eruptivgesteinen in Nordostasien vom Werchojansk-Gebirge bis Japan (Jura und Unterkreide). Während in Westsibirien die basischen Trappe vorwiegen (deren Alter noch unsicher ist), herrscht im Osten eine größere Mannigfaltigkeit; auch granodioritische Tiefengesteine treten auf. Im Werchojansk-Gebirge ist der Jura im „Werchojansker Komplex" enthalten, einer 5000 bis 6000 m mächtigen, sandig-tonigen Serie, welche vom Perm bis zur Unterkreide reichen soll. Die tektonische Hauptphase ist im Werchojansk-Gebirge voralbien (austrisch, vielleicht schon jungkimmerisch); auch im Amur-Gebiet, Sichote-Alin und in Japan erreichen jungkimmerische Bewegungen beträchtliche Intensität (Oga-Phase der Sakawa-Orogenese nach KOBAYASHI).

d) **Der nordamerikanische Jura.** An der Nordküste Amerikas ist nur von der Prinz-Patrick-Insel Oberlias mit *Harpoceras* bekannt. Später ging von der Nordwestküste eine kurzfristige aber ausgedehnte Transgression aus, welche dem Mackenzie folgend bis Dakota, Wyoming und Colorado vorstieß und als Logan-See oder Sundance-See bekannt ist. Es war eine flache Bucht, welche durch die Geantiklinale der Kordilleren vom offenen Meer der pazifischen Westküste getrennt war (Abb. 159).

Unter ihren Absätzen liegt in Colorado, Utah, Neumexiko eine mächtige Folge von terrestrischen, bunten Bildungen (Obertrias — Unterjura), welche im Cañon des Rio Virgin die farbenprächtigen Wände der Vermillion und White Cliffs schaffen (Regenbogen der Wüste). Die marine Sundance-Folge beginnt darüber mit einer Bank mit *Pseudomonotis curta (= ochotica var.),* über der sandige Schiefer und unreine Kalke mit *Cardioceras (cordiformis = cordatum),* absoluten Belemniten und Meeressauriern liegen (Oxford). Das Meer weicht aber bald zurück, und diskordant über dem Oxford liegen die bunten Morrison beds mit Kimmeridge-Portland-Sauriern, Säugern und Süßwassermollusken; es ist eine Saumsenke der Kordilleren-Faltung (IMLAY, 1952).

Westlich der Kordilleren-Antiklinale besteht an der pazifischen Küste eine reichere und vollständigere Juraserie, welche buchtenartig ins Land eingriff.

Der Oberlias ist auf Alaska (Kodiak-Inseln) durch mächtige Sandsteine und Schiefer (mit *Harpoceras, Hammatoceras,* Muscheln) und Vulkanite (Talkeetna-Form.) vertreten. Diese Folge reicht bis Nevada, Oregon und Kalifornien und greift auch ostwärts vor (Fernie-Schiefer von Atabaska). Auf Alaska liegt darüber ein Granit-Konglomerat, welches die 1000 m mächtige Enochkin-Serie einleitet; sie besteht aus dunklen Schiefern, Kalken und Sandsteinen

und enthält unten Zweischaler, *Stephanoceras, Parkinsonia*, oben die typische boreale Callovien-Fauna (Tuxedi- und Chinitna-Form). Erwähnt sei ihre Ölführung. Mit einem weiteren Konglomerat beginnt darüber die Naknek-Stufe – 1600 m dunkler Schiefer mit andesitischen Aschen: sie enthält unten Oxford-Kimmeridge *(Cardioceras)*, höher die untere Wolgastufe *(Aucella pallasi)*. Darüber treten Kohlen auf (Cap Lisburne). Die in Südalaska und Britisch-Kolumbien sichtbare Diskordanz unter dem Oxford wird als agassizische Faltung bezeichnet.

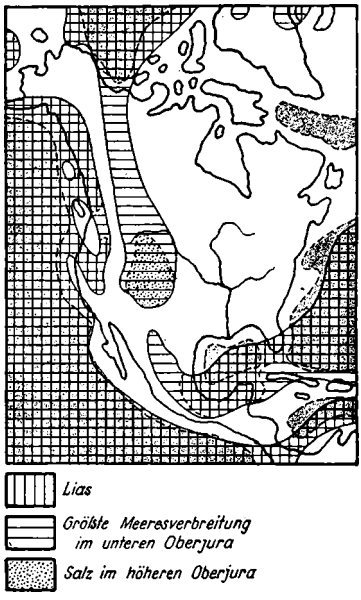


Abb. 159. Der Jura in Nordamerika. Nach SCHUCHERT.

Der Oberjura mit Aucellen hat auch weiter im Süden (Kalifornien, Sierra Nevada, Oregon) eine ziemlich weite Verbreitung; die genaue Stratigraphie ist noch unbekannt, da die Folgen aus einer merkwürdigen Mischung von klastischen Gesteinen mit bathyalen Radiolariten bestehen; charakteristisch für diese Mariposa-Serie ist die Einschaltung basischer Gesteine (Peridotite). Es handelt sich um ein buchtenreiches geosynklinales Becken, in dem sich die starke Gebirgsbildung am Ende der Jurazeit auswirkt. Diese nevadische (= jungkimmerische) Tektogenese bildet ein Charakteristikum des pazifischen Saumes von Nordamerika; zeitlich festgelegt ist sie durch die diskordante Auflagerung der Knoxville-Serie, in der neben Neokom noch (oberer?) Portland vertreten ist. Die nevadische Tektogenese wurde eingeleitet und begleitet von einer äußerst intensiven vulkanischen und plutonischen Tätigkeit. Im Oberjura von Alaska bis Kalifornien spielen porphyritische, andesitische und liparitische Ergüsse und Tuffe eine große Rolle. Etwas später erfolgen Intrusionen von Granodioriten in einem Maßstab, wie er sonst nur aus dem Präkambrium bekannt ist. Der Nevada-Pluton hat eine Länge von 400 Meilen (bis 80 Meilen breit). Der Coast Range Batholith von Britisch-Kolumbien erstreckt sich ohne Unterbrechung über 1100 Meilen. Mit dieser magmatischen Tätigkeit hängt die berühmte Goldführung der pazifischen Küste zusammen.

Trotz mancher Besonderheiten hat der pazifisch-nordamerikanische Jura (Nordandin) viele Beziehungen zu Ostasien und zur Arktis. Vom Callovien an treten dann häufiger Formen auf, die auf Beziehungen zu Mexiko und Südamerika hinweisen.

E. Der mexikanische und südandine Jura

Eine Eigenart des mexikanischen Jura ist sein mediterran-europäischer Charakter. Da außerdem die Beziehungen zum westlichen Südamerika eng sind, muß eine marine Querstraße in Mittelamerika angenommen werden. Beziehungen zum nordandinen Gebiet sind nur im Oberjura bemerkbar.

In Mexiko folgt über mariner Trias eine kontinentale Rhät-Lias-Folge, die einige marine Lagen enthält *(Arietites, Aegoceras)*. Dogger mit europäischen Formen *(Stephanoceras, Parkinsonia, Reineckia, Macrocephalites)* ist auch bekannt. Das Oxford ist transgressiv. Im Kimmeridge und Portland sind neben Korallenkalken auch Schiefer und Sandsteine verbreitet, die eine reiche Ammonitenfolge enthalten. Neben vielen europäischen Formen sollen auch boreale Gattungen, allerdings in Lokalvarietäten auftreten. *Aucella* ist vertreten. Die Anwesenheit der asiatischen *Kossmatia* ist bemerkenswert. Das mexikanische Meer reichte zeitweise bis Texas (Abb. 159), so daß eine Verbindung nach Kalifornien immerhin möglich wäre. Auch auf den Antillen ist europäisch-mediterraner Oberjura diskordant unter Neokom vorhanden.

An der ganzen pazifischen Küste von Südamerika, von Peru bis Patagonien, d. h. auf einer Strecke von 4000 km, finden sich marine Juraschichten, welche zum Teil den Charakter eines Küstensaumes tragen, dessen Ufer im Innern des heutigen Gebirges oder an seinem Ostsaum lag.

Der südandine Lias weist eine auffallende Ähnlichkeit mit Europa auf; die Zonenarten sind zum Teil die gleichen, in ähnlicher Folge; lokal wichtig ist noch *Vola alata* (Mittellias). In Argentinien lassen sich eine östliche, litorale und grobklastische Fazies, ein mittlerer tieferer Streifen von Kalken mit europäisch-mediterranen Cephalopoden und ein westlicher Streifen mit zahlreichen vulkanischen Einschaltungen erkennen. Auch der tiefere Dogger ist weit verbreitet und durch europäische Faunen gekennzeichnet. Dagegen scheint das Bathonien zu fehlen und das Callovien transgrediert. Dieses gliedert sich in einen östlichen litoralen Saum mit Korallenkalken und in eine westliche pelagische Fazies, welche aber neben europäischen Ammoniten auch indopazifische Cephalopoden und Inoceramen führt. Das spricht für eine Transgression des Pazifik nach Osten, also g e g e n das vielfach angenommene Bestehen eines pazifischen Kontinents.

Die Callovien-Transgression war von kurzer Dauer; das Oxford ist überall durch lagunäre gipsreiche Schichten vertreten. Darüber liegen weit verbreitete Porphyritkonglomerate, welche nach GERTH im wesentlichen dem Kimmeridge angehören. Diese Konglomerate, welche anscheinend nur wenig älteren großen Eruptionen entstammen, gehen nach Osten in bunte terrestrische Sandsteine über. Das Material dieser Sedimente stammt also von Westen, was vielfach (BURCKHARDT) als Beweis eines pazifischen Landes angesehen wurde; da aber die Komponenten nur aus vulkanischem Material bestehen, ist es nach GERTH wahrscheinlicher, daß der Vulkanismus vor der Küste Ketten von Inseln geschaffen hat, deren Abtragungsprodukte in den Oberjura einsedimentiert wurden.

Im Hangenden der Porphyrite liegt wieder eine marine Transgression, welche bis ins Neokom anhält. Der jurassische Anteil (Tithon) ist im unteren, kalkigen Teil durch himalayische Ammoniten ausgezeichnet. Die mittlere mergelige Folge enthält kleine glatte *Oppelia* und *Haploceras*, bestachelte *Aspidoceras*, zahlreiche Muscheln, große Aptychen und Ichthyosaurier; die Fauna hat europäisches Gepräge. Im Obertithon besteht am Ostrande der Kordilleren eine sandige Litoralfazies, im Innern und Westen aber eine pelagische Ton- und Mergelfazies mit *Aulacosphinctes, Aspidoceras, Berriasella, Kossmatia*, also einer europäisch-asiatischen Vergesellschaftung.

Im allgemeinen zeigt also die südandine Fazies nahe Beziehungen zu Mexiko und damit zum europäischen, später auch zum indopazifischen Gebiet. Abweichend ist die Armut an Belemniten und die endemische Muschelfauna. Wichtig ist hier wieder ein starker Vulkanismus, der im Lias beginnt, im Mittelmalm einen Höhepunkt erreicht, aber eigentlich bis zur Gegenwart fortsetzt. Die nevadische Tektogenese ist kaum ausgeprägt. Dagegen ist gelegentlich eine Diskordanz unter dem Oxford beobachtet worden, die aber von anderen Forschern bezweifelt wird.

Etwas abweichend liegen die Verhältnisse in Patagonien. Hier handelt es sich nach GERTH nicht um eine Invasion des Meeres, sondern um einen schmalen Meeresarm zwischen dem südamerikanischen Festland und der patagonischen Kordillere. Am Ostrande dieser Landmasse erscheinen im obersten Jura und im Neokom südatlantische oder antarktische Formen (s. S. 547/8).

F. Die Südkontinente und ihre Binnenmeere

Vom Ostsaum des südandinen Meeres bis nach Ostafrika fehlen Spuren jurassischer Meere. Aus Brasilien, Zentral- und Südafrika sind nur terrestrische Schichten bekannt, die zum Teil dem Jura angehören mögen, wie z. B. in Südafrika die über der Stormberg-Serie (Rhät) folgenden gelben äolischen Höhlen-Sandsteine (Cave-Sandstone). In Nordwestafrika wurde der Südsaum der Tethys schon früher besprochen. In Ägypten und in der Libyschen Wüste gehört der nubische Sandstein zwar vorwiegend der Unterkreide an (s. S. 532), könnte aber in den Jura hinabreichen. Sicheren Boden betritt man erst in Ostafrika, wo längs der Küste von Abessinien, Somaliland und Ostafrika ein flaches Jurameer bekannt ist, welches westwärts auf die alte afrikanische Masse übergriff, ostwärts aber über Südarabien und Madagaskar bis Nordwestindien verfolgt werden kann. Diese **äthiopische Provinz,** welche nun den indischen und afrikanischen Bereich Gondwanas trennt, wurde schon in der Trias oder sogar im Oberperm angelegt (s. S. 409).

In Abessinien und Somaliland liegen über den sandigen Adigrat-Schichten der Trias Dolomite und Sandsteine mit Gips, aus denen marine Lagen (? Lias) bekannt sind. Höher folgen die kalkig-sandigen Antalo-Schichten (Bajocien bis Kimmeridge). Die Fauna besteht vorwiegend aus Muscheln und Brachiopoden und erst im Oberoxford erscheinen einige Ammoniten von indischem Gepräge. Dieses afrikanische Juragebiet hing mit den arabischen Vorkommen von Aden zusammen und hatte damit Beziehungen zu dem Jura von Kutsch in Indien (s. unten). Mitteleuropäische Faunenelemente deuten aber auch auf gelegentliche Verbindung mit dem Syrischen Schelf (s. S. 472).

In Kenya und Tanganyika bildet der Jura nur einen schmalen Küstensaum. Er beginnt mit verschiedenen Doggerhorizonten, welche teils über dem archäischen Fundament, teils über kontinentalen Schichten in Karrufazies liegen. Nur an der Tanganyika-Bahn ist tieferer Dogger als Muschelsandstein entwickelt. Meist beginnt die Folge mit Kalken des Bath, die Korallen, Nerineen, Exogyren und seltener Ammoniten *(Phylloceras, Sowerbyceras)* enthalten. Höher folgen Schiefertone mit Kalkgeoden des Callovien *(Macrocephalites, Proplanulites),* dann Kalke und Mergel des Oxford und Kimmeridge, in denen Ammoniten häufiger sind *(Perisphinctes, Phylloceras, Idoceras, Physodoceras);* die indischen Beziehungen sind überall deutlich.

Dem Litoral dieses Meeres gehört die durch ihre Saurier-Funde berühmte Tendaguru-Serie im Hinterlande von Lindi an. Hier transgrediert über Gneis der untere Saurier-Mergel des Oxford mit kleineren Reptilien. Dann folgt ein Kalksandstein mit Nerineen und Ammoniten des Kimmeridge und höher der mittlere Saurier-Mergel mit dem Riesensaurier *Brachiosaurus* (s. Taf. XLVIII, 4) und kleinen Ornithopoden. Darüber folgt wieder ein mariner

Kalksandstein mit *Trigonia smeei* und einigen Ammoniten des Untertithon und der obere Saurierhorizont, der von einem Trigoniensandstein des Neokom überlagert wird. Die Saurier-Schichten entsprechen vollständig den Morrison-beds Nordamerikas (S. 479).

Auf Madagaskar ist die Jurafolge ähnlich, aber vollständiger. Über lagunärem Unterlias folgen marine Kalke mit *Grammoceras, Hildoceras* und endemischen Harpoceren *(Bouleiceras)*. Der Dogger ist teils kalkig-marin, teils lagunär. Dann folgen Tone und Oolithe des Callovien und Tone des Oxford-Kimmeridge mit zahlreichen indischen Ammoniten und canaliculaten Belemniten. Untertithon-Kalke sind lokal vorhanden. Erst in der Unterkreide erscheint (von Süden kommend) die auch an der afrikanischen Küste bekannte Trigonienfauna, womit die Abtrennung Südmadagaskars von Afrika beginnt.

Während der tiefere Jura Beziehungen zum Südsaum der europäischen Tethys besitzt, erscheinen höher indische Elemente. Schon im Salt-Range-Gebiet Indiens (s. oben) ist die bathyale Fazies nicht mehr vertreten. Diskordant auf Trias liegen Pflanzensandsteine mit marinen Lagen (? Dogger). Dem Malm entsprechen Tone, Mergel, Oolithe und Nerineenkalke mit europäischer Fauna. Ammoniten sind selten. Diskordant darüber liegt glaukonitischer Neokomsandstein.

Die besser gegliederte Serie von Kutsch weiter im Süden beginnt über Pflanzensandsteinen des tieferen Jura mit der Patcham-Gruppe, marinen Sandsteinen und Mergelkalken des Bath. Die hangende Chari-Gruppe beginnt mit Oolithen des Callovien *(Macrocephalites macrocephalus)*, über denen Ton und Kalke mit a) *Reineckia anceps*, b) *Peltoceras athleta*, c) *Aspidoceras perarmatum* und zahlreichen anderen europäischen Arten (aber ohne *Cardioceras, Cadoceras, Quenstedticeras*) liegen. Darüber liegt der Kuntkote-Sandstein (Oberoxford), welcher neben europäischen auch Spiti-Ammoniten führt und oben Pflanzen enthält. Auch der hangende Katrol-Sandstein enthält eine Mischung von europäischen und Spiti-Ammoniten (Kimmeridge). Die Umia-Sandsteine endlich (Tithon-Neokom) enthalten neben Portland-Ammoniten *(Perisphinctes bleicheri)* oben Pflanzen und Trigonien des südafrikanischen Typus.

Uhlig hat betont, daß trotz aller Analogien mit europäischen Faunen die Beziehungen zum Himalaya bis in den Portland doch recht eng sind, so daß eine Saumfazies der Tethys vorliegen dürfte, welche im Westen bis Arabien und Abessinien, im Süden bis Madagaskar reicht; Fauna, Fazies und Rhythmus sind die gleichen. Nach Termier haben eine westliche (erythräische) und eine östliche (Mozambique-) Straße bestanden, zwischen denen ein arabo-somalisches Massiv lag. Erst nach der Heraushebung im Portland folgt eine neue Ingression von Süden, welche die südafrikanische Trigonien-Fauna bis nach Indien vorträgt (s. Abb. 158).

Es ergibt sich daraus, daß das äthiopische Becken eine flache südliche Ausstülpung der Tethys bildet, welche den afrikanischen und indischen (Lemuria) Teil Gondwanas trennt und damit die schon im Perm begonnene Anlage des westlichen Indik fortsetzt. Eine andere, kurzlebigere Meeresingression trennte Indien von Australien; in Westaustralien sind Konglomerate, Sandsteine und eisenreiche Tone des Dogger bekannt, die auf viel ältere Schichten übergreifen. Die Fauna (Ammoniten) hat europäischen Charakter. Dieses Meer griff nach Osten buchtenförmig in das mittlere Australien ein, wo sich seine Ablagerungen mit pflanzenführenden Juraschichten verzahnen, die bis Tasmanien reichen. Damit ist der pazifische Saum erreicht.

3. Allgemeinbild der Jurazeit

Die Hauptveränderungen im Oberflächenbild der Erde erfolgen erst während der Callovien-Transgression; sie sind indessen oft überschätzt worden. Der Umfang der Tethys und der andinen Geosynklinale hat sich eigentlich wenig verändert. Größere Ausdehnung erreichen die neritischen Schelfsäume der Geosynklinalen, welche aber zum Teil im Bereiche der abgeschnürten Binnenbecken der Trias liegen, so daß hier die Veränderung vielfach nur in einer Vertiefung bzw. in einem Ersatz terrestrisch-lagunärer durch marine Fazies besteht. Das gilt z. B. für Mitteleuropa, für das südrussische Gebiet, für die äthiopische Provinz und die Sundance-See Nordamerikas. Am größten sind die Veränderungen innerhalb des borealen Meeres, wo die Überflutung aber zum Teil auch alt vorgezeichneten Bahnen folgt.

Ein allgemeiner Rhythmus scheint zu bestehen. Der Unterlias schließt meist an die Verhältnisse im Rhät an und ist von diesem schwer zu trennen; erst im höheren Lias werden Transgression und Vertiefung deutlicher. Im tieferen Dogger sind regressive Tendenzen weit verbreitet, doch stehen dem auch lokal Transgressionen gegenüber; die Verhältnisse sind wechselvoll und deuten auf eine stärkere Bodenunruhe. Die Callovien-Transgression kennzeichnet vor allem die Schelfe, in der Tethys ist sie nur wenig ausgeprägt; im südandinen Gebiet finden im Callovien sogar Hebungen und Regressionen statt. Die Überflutung hält im Malm an und zum Schluß zeigt sich eine starke Differenzierung. Im borealen Gebiet vermittelt die tonige Fazies der Wolgastufe zwischen Jura und Kreide; in der Tethys bildet das Tithon ebenfalls einen kontinuierlichen Übergang, aber in k a l k i g e r Fazies; in den Randschelfen und im andinen Gebiet besteht dagegen die bedeutsame kimmerische Heraushebung mit lagunär-terrestrischem Portland.

Die Geosynklinale der Tethys bildet auch im Jura die Achse des Erdbildes und läßt sich von den Alpen und dem europäischen Mittelmeer ostwärts über den Himalaya bis Neuseeland, westwärts bis Mexiko verfolgen; sie scheidet also noch immer den südlichen von dem nördlichen Kontinentalkomplex. Die Fazies ist anders als in der Trias, da Riffkalke erst im Tithon wieder Verbreitung erlangen. Die Differenzierung ist aber so beträchtlich, daß von einem einheitlichen tiefen Meere nicht die Rede sein kann. Als tiefste Fazies können die fossilarmen, oft metamorphen Schieferkomplexe mit basischen Gesteinen des tieferen Jura und die Aptychenkalke und Radiolarite des Oberjura gelten, welche aber nur einige tiefere Furchen im Streichen der Geosynklinale ausfüllen. Bathyal sind wohl auch die bunten Cephalopodenkalke der Adnether Fazies und des Calcare ammonitico rosso. Daneben treten an Ufersäumen und Inseln (Kordilleren) klastische Flachwasserbildungen und litoral-lagunäre Ablagerungen auf.

Faunistisch ist gegenüber der Trias insofern ein Unterschied vorhanden, als im Mittelmeer die Fauna monotoner und artenärmer ist als in den Schelfmeeren; der Schwerpunkt der Differenzierung ist nun in die Randschelfe verlegt. Indessen bleibt die Tethys sowohl Ausgangspunkt und Wiege der marinen Faunen, als auch der Austauschkanal der universellen Verteilung. Die Unterschiede, welche NEUMAYR und UHLIG zur Ausscheidung von Provinzen geführt haben, bestehen zwar, werden aber durch neue Funde eher verkleinert als vergrößert.

Der nördliche Festlandsgürtel besteht aus den schon bekannten kontinentalen Kernmassen, zwischen denen flache Schelfmeere die Verbindung von der Arktis zur Tethys vermitteln. Während Kanada–Grönland und Fennoskandia höchstens litorale Ufersäume von pflanzenführendem Jura zeigen, bildet Angaraland eine bedeutsame Kohlenprovinz mit terrigenen Sedimenten, die in weitspannige Mulden eingelagert sind.

Die Schelfmeere, welche diese Kontinente überfluten, haben verschiedene Typen und gehören teils dem Tethys-, teils dem Arktis-Bereich an.

Westeuropa gehört eher zur Tethys — besonders im Oberjura; die borealen Beziehungen sind kurz und episodisch. Kennzeichnend ist die fazielle Dreigliederung in bituminöse Schiefer und Sandsteine (schwarzer Jura), eisenreiche Sandsteine und Kalkoolithe (brauner Jura) und helle Kalke (weißer Jura). Sehr bezeichnend ist der Verlauf der Epirogenese. Im Lias liegt ein NNO-SSW gestrecktes Meer vor, vielleicht mit Fortsetzung nach dem Skandik; die Kalkarmut kann durch kalte Strömungen bedingt sein (Abb. 156). Im Dogger greift das Meer nach Südosten vor, zugleich entstehen aber NW-SO gestreckte Barren, welche die arktische Verbindung abriegeln; die marine Fazies deutet auf wärmeres Klima. Mit dem Callovien beginnt die große Ostwestüberflutung, welche Verbindungen nach Osteuropa schafft; der Schelf zerfällt in einen südlichen, unmittelbar zur Tethys überleitenden Teil und einen nördlichen, in dem sich Tethys- und Arktis-Fazies verzahnen (Abb. 157). Die starke, zonar gebundene Faziesdifferenzierung und Bodenunruhe im Dogger und Malm beruht auf einer strukturell bedingten Schwellenbildung, welche mit der weitspannigen Callovien-Transgression nichts zu tun hat.

Das Kimmero-kaukasische und Donez-Becken sind auch Randschelfe der Tethys, von dieser unvollkommen durch Landbarren getrennt (Pontische Masse, Podolischer Block). Vom Kaspi-Gebiet greift das Meer nach Norden und Nordwesten vor, bis zu einer gelegentlichen Vereinigung mit dem borealen Meer im Oberjura. Faziell und faunistisch ist die Ähnlichkeit mit Westeuropa recht groß (Abb. 156 und 157).

Die anderen Flachmeere der Nordkontinente haben engere Beziehungen zum borealen Reich, welches ja auch nur ein Schelfmeer innerhalb der Kontinentalsockel ist. Im Lias ist die Meeresverbreitung gering. Ein Arm drang über den Unterlauf der Lena südostwärts zum Ochotskischen Meer vor und stand vielleicht über Japan in Verbindung mit dem Mittelmeer (Abb. 158). Im Unterdogger scheinen die Verhältnisse ähnlich zu liegen: die Fazies ist untypisch, örtlichen Transgressionen stehen anderwärts Regressionen gegenüber; die Verbindungen nach Süden sind behindert. Im Callovien setzt die große Transgression ein, welche die Fazies dunkler pyritreicher Tone mit Glaukonitsanden und Phosphoriten weit nach Süden trägt. Diese Vorstöße nach Süden zerlegen die nördliche Kontinentalmasse: vom Skandik greift ein (schon früher angedeuteter) Meeresarm durch die Nordsee bis Südengland; die gewaltige Transgression in Osteuropa reicht bis zur Ukraine und findet im Westen Anschluß nach Polen und Pommern, so daß Fennoskandia zur Insel wird; einige Vorstöße nach Süden bestanden in Sibirien; die Sundance-See Nordamerikas greift über den Mackenzie bis Colorado vor (Abb. 159). Die Mischung mit Tethys-Faunen bleibt überall gering.

Es besteht kein zwingender Grund, um zwischen dem Angara-Land und Nordamerika ein pazifisches Festland anzunehmen. Das Vorhandensein der andinen Geosynklinale mit borealen Einschlägen beweist nicht unbedingt ein ausgedehntes Land westlich davon; hier und in Südamerika kommt man mit der Vorstellung von Randkordilleren oder „Borderlands" aus.

Im Gegensatz zur asiatischen Küste reicht in Amerika der boreale Einfluß weit nach Süden und der mediterran-europäische bleibt auf die Nachbarschaft des mexikanischen Astes der Tethys beschränkt. Auch das zeigt, daß warme und kalte Strömungen für provinzielle Beziehungen wichtiger sind als die hypothetischen versunkenen Festländer. Das gilt auch für das heute bezweifelte Festland zwischen Südamerika und Ozeanien. Unzweifelhaft sind hier Beziehungen zu Mexiko und damit zur Tethys, mit starken

Einschlägen westeuropäischer Faunenelemente, vorhanden. Es wäre denkbar, daß die „warmen" Schelfrandfaunen der Tethys längs der Küste der brasilianischen Masse bis Südamerika vordrangen, während der Weg in den nordandinen Raum ihnen durch kalte Strömungen versperrt war. Auch das spricht gewiß nicht gegen eine Existenz des Pazifik im Jura.

Die Festlandskerne der Südhalbkugel sind die gleichen wie in der Trias; Landsedimente sind aber im Gegensatz zum Angaraland selten, desgleichen eine Kohlenbildung. Die Zerlegung Gondwanas nach früher angelegten Fugen hat weitere Fortschritte gemacht. Die äthiopische Provinz wird im Dogger durch Einbeziehung Ostafrikas zum Ostindik erweitert. Die endgültige Abtrennung Südafrikas von der Antarktis und von Madagaskar-Indien findet aber erst im Neokom statt. Zwischen Südamerika und Afrika ist noch kein Meer vorhanden.

Die gebirgsbildenden Bewegungen erreichen im Jura, auch nach der spättriadischen altkimmerischen Phase, beträchtliche Intensität.

Im Lias sind schwache Bewegungen im Donezbecken und Kaukasus, im tieferen Dogger solche in England bekannt; auch in der Krim und im Kaukasus treten Bewegungen vor dem Oberjura auf; in den Westalpen spricht ihnen JENNY größere Bedeutung zu. Gewisse Intensität erlangen sie in Alaska und Britisch-Kolumbien, wo man sie als Agassizische Faltung (nach der Agassiz-Prärie) bezeichnet (CRICKMAY). Die Bindung an die Geosynklinalen ist bemerkenswert.

Im Malm steigert sich die Aktivität beträchtlich, wobei der Schwerpunkt nun außerhalb der Tethys liegt. Vielfach beginnen schon weitspannigere Verbiegungen im Oxford und Mittelkimmeridge. Die eigentliche jungkimmerische (= nevadische) Tektogenese erfolgt in Europa in 3 Unterphasen: nach dem Kimmeridge (Deister-Phase), nach dem Mittelportland (Osterwald-Phase) und nach dem Infravalendis (Hils-Phase).

Während diese Faltung der Tethys selbst fremd ist, ist sie mit wechselnder Intensität in ihrem kimmero-kaukasischen Vorschelf erkennbar, so in den Ostkarpathen, in der Dobrudscha, im Kaukasus und in der Krim. Zwar wird heute die Annahme eines kimmerischen Gebirges, welches diese Gebiete zu einer Einheit verschmolz, abgelehnt (WILSER), aber eine breite Zone jungkimmerischer Störungen, welche von der Krim über die Dobrudscha, die Ostkarpathen, Südpolen nach Norddeutschland zog, ist doch zu erkennen.

In Turkestan und im südlichen Tjan-Schan (Pamiriden) ist die jungkimmerische Phase deutlich und mithin auch an den nördlichen Vorschelf der Tethys gebunden. Über Transbaikalien setzt sie, zum Teil mit jüngeren Phasen, in das Werchojansker Gebiet fort. Viel weiter verbreitet ist sie im Amurgebiet, in Nord- und Ostchina und in der Mandschurei (Jen-shan-Faltung). In Japan ist die Oga-Phase (vor Wealden) nur der Beginn der für die Formung der Inseln entscheidenden Sakawa-Tektogenese, welche in mehreren Phasen bis zum Cenoman andauert (KOBAYASHI).

Bedeutende Intensität erreicht diese Faltung — die Nevadische Orogenese der amerikanischen Geologen, am pazifischen Saume Nordamerikas, wo sie einheitliche Gebirgszüge von Alaska bis Mexiko geschaffen hat. Sie beschränkt sich aber auf die westlichen Ketten (bis zum Felsengebirge), während die östlichen später gefaltet wurden. Das Alter ist durch die diskordante Auflagerung der Knoxville-Serie, in der noch Tithon enthalten ist, gegeben. Eine unmittelbare Fortsetzung in die andinen Faltenzüge Südamerikas besteht nicht, da diese nach STILLE vorwiegend jünger sind, wenn auch kimmerische (oder etwas ältere) Bewegungen dort nach GERTH nicht ganz fehlen.

Im Zusammenhang mit der Orogenese sei noch auf den Vulkanismus hingewiesen. Innerhalb der Tethys ist er besonders durch basische und ultrabasische submarine Ergüsse gekennzeichnet, die oft in enger Beziehung zu bathyal-abyssischen Sedimenten stehen; es ist das die typische, „vororogenetische" oder initiale (STILLE) Entwicklungsphase der Geosynklinalen. Innerhalb der Festlandskerne ist der Vulkanismus zwar schwächer, doch liegen bedeutendere jungkimmerische Basaltmassen in der Arktis und vielleicht in Sibirien; diese Spaltenergüsse und Basaltdecken haben mit der geosynklinalen Entwicklung nichts gemeinsam und gleichen den gewaltigen Plateaubasaltmassen der Südkontinente, deren Eruptions-Paroxysmus aber schon in der Trias lag.

Der pazifische Saum in Asien und in Amerika hat anderen Charakter. Neben den basischen und intermediären Ergußgesteinen, welche die Vorbereitungsphase der andinen Geosynklinale kennzeichnen und zu denen auch die Porphyrite Südamerikas zu rechnen sind, finden wir in Ostsibirien, in der Mandschurei, Korea, Japan, besonders aber in Nordamerika eine gewaltige Masse von großen Intrusivkörpern eines granodioritischen Magmas, die zweifellos mit der jungkimmerisch-nevadischen Gebirgsbildung zusammenhängen; auf sie geht der Name einer pazifischen Provinz oder Sippe zurück. Diese Riesenbatholithen sind von Porphyrit- und Porphyr-Ergüssen begleitet, mit denen der Goldreichtum des pazifischen Nordamerikas (und zum Teil wohl auch Sibiriens) zusammenhängt. Sie entsprechen der synorogenen und subsequenten Phase STILLES.

In bezug auf die Zeitlichkeit und den Rhythmus der Bewegungen, auch in bezug auf die Fazies und den Vulkanismus stehen sich die Tethys, die beiden Kontinentalmassen, das boreale Becken und die andine Zone als getrennte Elemente gegenüber. Die kimmerische Faltung ist eine extramediterrane Erscheinung. Die nördliche Kontinentalmasse stand unter dem Einfluß „tethydischer" und „kimmerischer" Bewegungen. Im Polarbecken und in den Südkontinenten herrschte im Gegensatz dazu Bruchbildung, zum Teil durch Basaltergüsse unterstützt.

Die klimatischen Verhältnisse in der Jurazeit haben zu langwährenden Diskussionen geführt, welche an die NEUMAYRsche Auffassung von der klimatischen Bedingtheit der „Reiche" anschließen. Man kann das bisherige Ergebnis dahin zusammenfassen, daß zwar ein allgemein wärmeres Klima für die ganze Erde im Jura recht wahrscheinlich ist, daß Vereisungsspuren so gut wie ganz fehlen und eine reiche Flora bis in hohe Breiten hinaufreicht, daß aber eine klimatische Differenzierung keineswegs ganz fehlt und am besten den Unterschied der borealen und der mediterranen Fazies erklärt.

Der grundlegende Unterschied zwischen der kalkarmen borealen und der kalkreichen westeuropäischen Fazies tritt erst nach der Callovien-Transgression hervor. Kalkarmut einerseits, Riffkalke andererseits legen eine klimatische Deutung nahe, wobei Meeresströmungen wohl eine bedeutende Rolle spielten. Man denke z. B. an das Vordringen der borealen Fazies nach Süden im südrussischen Gebiet, an das Nebeneinander borealer und mediterraner Fazies in Ostasien, an das Einwandern der Aucellen nach Mexiko. In diesem Zusammenhange ist es auch wichtig, daß das kalkarme Liasmeer Westeuropas wohl eine Verbindung nach der Arktis hatte und daß sich

in Südrußland die kalkreiche Fazies dort einstellt, wo eine Barre die Zufuhr von nordischem Kaltwasser abschirmt. Das gilt letzten Endes auch für den westeuropäischen Dogger. Ferner ist es wichtig, daß die borealen Ingressionen nach Mitteleuropa meist von glaukonitischen Sedimenten begleitet werden; wir wissen, daß in den heutigen Meeren der Glaukonit häufig Grenzgebiete kalter und warmer Strömungen auszeichnet.

Eine gewisse Schwierigkeit für die Deutung bildet das Fehlen einer reziproken südlichen borealen Provinz. Da aber der Südpol damals wahrscheinlich innerhalb einer antarktischen Festlandsmasse lag, ist, bei der größeren Ausgeglichenheit des jurassischen Klimas, das Vorhandensein einer antarktischen kalten Meeresprovinz nicht unbedingt notwendig. In der Kreide lagen die Verhältnisse schon anders.

Für eine klimatische Gliederung sprechen aber auch die Floren. GOTHAN hat schon vor Jahren darauf hingewiesen, daß auf den arktischen Inseln (Spitzbergen, Franz-Josephs-Land, Neu-Sibirische Inseln) die Abietineen stark vorherrschen, während die in Europa häufigen Araucarien zurücktreten. Außerdem zeigen dort die Pflanzen deutliche Jahresringbildung, eine Erscheinung, welche in südlicheren Gegenden im Jura fehlt und welche für einen jahreszeitlichen Wechsel zeugt. Im übrigen sind auch in dieser Hinsicht noch Unklarheiten vorhanden, da die jurassische Flora von Grahamland (64° südlicher Breite) durchaus mitteleuropäisches Gepräge hat. KÖPPEN & WEGENER haben versucht, die Klimazonen der Jurazeit näher zu präzisieren. Sie gehen davon aus, daß im Jura ein Trockengürtel mit Salz, Gips und Wüstensedimenten in Kolorado und im Portland Westeuropas erkennbar ist. Ein südlicher Trockengürtel ist in den Anden (Oxford mit Gips) und in Afrika (Nubischer Sandstein) möglich. Dazwischen würde der äquatoriale Gürtel mit den warmen Mediterranfaunen und mit Kohlenlagern (Zentralasien und China) liegen, während die Kohlen des nördlichen Sibiriens einerseits, Indiens und Australiens andererseits den beiden feucht-gemäßigten Gürteln entsprechen würden.

Diese Auffassung ist nur als erste Annäherung zu betrachten und kann in manchen Punkten bestritten werden. Sie erfordert, neben einer anderen gegenseitigen Lage der Kontinente, auch eine abweichende Pollage, die zwar möglich wäre (Pflanzen in der Arktis), aber nicht als bewiesen gelten kann.

Zonen und Subzonen		Stufen	Wichtigste Fauna
Grammoceras aalense *Dumortieria radiosa* *Harpoceras dispansum* *Harpoceras fallaciosum* *Grammoceras striatulum* *Haugia variabilis* *Lillia robusta* *Lillia lilli* *Grammoceras doerntense*	ζ	Unter-Aalénien Ober-Toarcien	*Grammoceras radians, Lytoceras jurense, Dumortieria lewesquei, Paroniceras sternale* *Belemnites tripartitus, B. similis, B. breviformis, B. acuarius* *Gryphaea beaumonti* *Coeloceras crassum*
Hildoceras bifrons *Harpoceras falciferum* *Harpoceras boreale* *Harpoceras elegans* *Harpoceras capillatum* *Harpoceras acutum*	ε	Unter-Toarcien	*Dactylioceras commune* *Belemnites tripartitus, B. acuarius* *Inoceramus dubius, Posidonia bronni. Ichthyosaurus, Plesiosaurus, Mystriosaurus; Hybodus, Dapedius und andere Fische*
Amaltheus costatus (spinatus) *Amaltheus margaritatus*	δ	Domérien	*Lytoceras, Phylloceras,* clavate Belemniten. *Cadomella*
Deroceras davoei *Aegoceras capricornu* *Aegoceras valdani* *Aegoceras maugenesti* *Dumortieria jamesoni* *Deroceras armatum*	γ	Pliensbachien	*Lytoceras fimbriatum,* clavate Belemniten. *Gryphaea cymbium. Zeilleria numismalis, Rhynchonella rimosa, Spiriferina verrucosa* *Pentacrinus basaltiformis*
Ophioceras raricostatum *Oxynoticeras oxynotum* *Aegoceras bifer* *Aegoceras lacunatum* *Aegoceras planicosta* *Arietites obtusus* *Microderoceras birchi*	β	Ober-Sinémurien = Lotharingien	*Gryphaea obliqua, Pholadomya ambigua* *Pentacrinus scalaris*
Arietites sauzeanus *Arietites bucklandi*	α_3	Unter-Sinémurien	*Belemn. acutus. Lima gigantea, Gryphaea arcuata, Spiriferina walcotti.* *Pentacrinus*
Schlotheimia angulata *Proarietites* *Psiloceras hagenowi* *Psiloceras johnstoni* *Psiloceras planorbe*	α_2 α_1	Hettangien	*Ostrea sublamellosa, Cardinia listeri, Cardinia concinna,* kleine Schnecken

Lias oder Schwarzer Jura

Zonen	Stufen	Deutschland		Wichtigste Fauna
Neumayria subclypeiformis und *Craspedites nodiger* *Craspedites subditus* *Neumayria fulgens*	Purbeck-Aquilonien	*Berriasella ciliata*		Die Ammonitengliederung ist nur in der borealen Fazies und z. T. in der Tethys deutlich. In Mitteleuropa nur brackisch-kontinental m. *Corbula*, *Cyrena*, *Paludina*, *Serpula* usw.
Perisphinctes giganteus *Per. okusensis* *Per. gorei*	Ob. Portland			
Pallasioceras, *Holcosphinctes* *Pectinatites*	Mittl. Portland	*Virgatosphinctes vimineus*		
Virgatosphinctes nodifer und *Gravesia irius* *Gravesia gravesi*	Unt. Portland	*Opp. lithographica* $\zeta - \varepsilon$ *Waagenia beckeri*		Solnhofener Fauna. S. Text
Aulacostephanus pseudomutabilis *Aulacostephanus yo*	Ob. Kimmeridge	δ		*Exogyra virgula*, *Terebratula subsella* *Pterocera oceani* Viele Nerineen, Muscheln, Seeigel, Korallen, Schwämme *Oppelia tenuilobata*, *Nerinea tuberculosa*, *Natica globosa*
Rasenia mutabilis *Rasenia cymodoce* *Pictonia baylei*	Mittl. Kimmeridge	γ *Idoceras balderum* *Rasenia trifurcata*		
	Unt. Kimmeridge	*Ras. trimera* *Atax. polyplocum*		
Ringsteadia anglica *Perisphinctes achilles*	Ob. Oxford	*Sutneria platynota* β *Peltoc. bimammatum*		*Oppelia wentzeli*, *Idoceras planula*, *Diceras*, Korallen, Schwämme *Zeilleria humeralis*
Perisph. wartae, *Card. alternans* *Perisph. wartae antecedens* *Perisph. biplex*, *P. martelli* *Cardioceras tenuicostatum*	Unt. Oxford	*Peltoc. transversarium* α *Asp. perarmatum*		*Cardioceras cordatum*, *Gryphaea dilatata*, *Waldheimia impressa*
Malm oder Weißer Jura				
Quenstedticeras lamberti *Cosmoceras ornatum* *Cosm. castor*, *C. pollux* *Cosm. jason*, *C. enodatum* *Macrocephalites macro-*	Callovien	Ornaten-Tone	ζ	*Oecotraustes renggeri*, *Perisphinctes convolutus*, *Peltoceras athleta*, hastate Belemniten, *Reineckia anceps*, *Hectico. hecticum*, *Kepple-*

XV. SCHRIFTTUM JURA

AIRAGHI, C., Contributo alla studio delle Ammoniti del Giura e dell'Infracretaceo in Lombardia. — Atti soc. Ital. sc. nat., 67, 1928.

ARKELL, W. J., The jurassic System in Great Britain. London 1933. Mit ausführl. Schrifttum.

–, Arbeiten über Jura-Ammoniten. Unt. Kimmeridge: Geolog. Mag., 72, 1935; Corallian beds: Paleont. soc. 1934 bis 1936; ob. Oxford: Quart. Journ., 92, 1936.

BAKER, A. A., DANE, C. H., und REESIDE, J. B. jr., Correlation of the jurassic formations of parts of Utah, Arizona, New-Mexico and Colorado. — U. S. geol. Surv. Paper 183, 1936.

BASSE, E., Contrib. à l'étude du Jurassique supér. en Ethiopie et Arabie merid. — Mém. soc. géol. France, 6, 1930.

BENECKE, E. W., Die Versteinerungen der Eisenerz-Formation von Deutsch-Lothringen und Luxemburg. — Abh. geol. Spezialkarte v. Els.-Lothr., 6, 1905.

BENTZ, C., Die Garantianenschichten Norddeutschlands mit bes. Berücksichtigung des Braun-eisenoolith-Horizontes von Harzburg. — J. Pr. Geol. L., 45, 1924.

BERCKHEMER, F., Der obere weiße Jura in Württemberg. — Z. D. G. G. M., 78, 1926.

BEURLEN, C., Die Gattung *Rasenia* im Schwäb. Jura. — Cent. f. Min., 1924.

–, Zur Systematik der *Perisphinctes*. — Centr. f. Min. 1926.

–, Stratigraphische Untersuchungen im weißen Jura Schwabens. — N. J. B.-B., 56, 1926.

BLAKE, A., A Monograph of the fauna of the Cornbrash. — Paleontogr. Soc., 1911 bis 1912.

BLANCHET, F., La fauna du Tithonique inférieur des régions subalpines et ses rapports avec celle du Jura franconien. — Bull. soc. géol. Fr., 33, 1933.

BODEN, K., Die Fauna des unteren Oxford von Popilany. — Pal. Abhandl., 10, 1911 bis 1912.

BRANDES, TH., Die faziellen Verhältnisse des Lias zwischen Harz und Egge-Gebirge. — N. J. B.-B., 33, 1912.

BRAUNS, D., Der obere Jura in NW-Deutschland. — Braunschweig, 1874.

BRINKMANN, R., Über Dogger und Oxford des Südbaltikums. — J. Pr. G. L., 1923.

–, Monographie der Gattung *Cosmoceras*. — Ges. d. Wiss. Göttingen, 13, 1929.

BUCKMANN, S. S., A Monograph of the Inferior Oolite Ammonites. — Palaeontogr. Soc., 1887 bis 1907.

–, Jurassic chronology I. Lias. — Quart. Journ. Geol. Soc., 73, 1918; 74, 1920.

CORROY, G., Synchronisme des horizons jurassiques de l'Est du Bassin de Paris. — Bull. soc. géol. France, 27, 1927.

–, Les spiriferidés du Lias européen. — Ann. de Palaeont, 16, 1927.

CRICKMAY, C. H., Jurassic history of North America. — Proc. amer. philos. Soc., 70, 1931.

CUSHMAN, J. A., Foraminifera, their classification and economic use. Harvard Univ. Press, Cambridge, Mass. 1950.

DACQUÉ, E., Die Stratigraphie des marinen Jura an den Rändern des Pazifischen Ozeans. — Geol. Rundschau, 1911.

–, Dogger und Malm aus Ost-Afrika. — Beitr. z. Pal. u. Geol. Österr.-Ung. und des Orients, 23, 1910 und 27, 1915.

DARESTE DE CHAVANNE, J., Sur la répartition géographique du Lias de type alpin et sicilien à facies à Brachiopodes dans l'Afrique du Nord etc. — C. R. Congr. Ass. franç. pour l'Avanc. d. Sc. Constantine 1927.

DIETRICH, W. O., Zur Stratigraphie und Paläontologie der Tendaguru-Schichten. — Palaeontogr. Suppl., Bd. 7, 1933.
DOHM, P., Über den oberen Jura von Zarnglaff in Pommern und seine Ammonitenfauna. — Abh. Geol. Pal. Inst., Greifwald, 4, 1925.
DORN, P., Geologischer Exkursionsführer durch die Frankenalb. I. Nürnberg. 1928; II. Erlangen 1929.
—, Die Ammonitenfaunen des untersten Malm der Frankenalb. — Palaeontogr., 72 bis 74, 1930.
—, Die Hammatoceraten, Sonninien, Ludwigien usw. des süddeutschen Doggers. — Palaeontogr., 82, 1935.
—, Jura in Geolog. Jahresber. I A, 1938.
—, Stratigr.-paläogeogr. Untersuchungen im mittleren und ob. Dogger der Frankenalb. — N. Jb. f. Min. 1939.
DOUGLAS, J. A., & ARKELL, W. J., The stratigraphical distribution of the Cornbrash. — Quart. Journ. geol. Soc., 84, 1928.
DUBAR, G., Études sur le Lias des Pyrénées françaises. — Mém. soc. géol. Nord, 9, 1925.
ENGEL, TH., Geol. Wegweiser durch Württemberg. Stuttgart 1908.
ERNST, W., Zur Stratigraphie und Fauna des Lias im Nordwestlichen Deutschland. — Palaeontogr., 66, 1928.
FIEGE, K., Biostratigraphie der Arietenschichten NW-Deutschlands und Württembergs. — Palaeontogr., 71, 1929.
FRANK, M., Beiträge zur Kenntnis des Lias in Franken. — C. f. Min., 1926.
—, Ergebnisse neuer Untersuchungen über Fazies und Bildung von Trias und Jura in Südwestdeutschland. — Geol. Rundsch., XXVIII, 1937.
—, Fazies und Bildung des Braunen Jura im Bereiche der Schwäbischen Alb. — N. Jb. f. Min., Beil.-Bd. B 82, 1939.
FRANKE, J., Die Foraminiferen des deutschen Lias. — Abh. Preuß. geol. L., 169, 1936.
FREBOLD, H., Phylogenie und Biostratigraphie der Amaltheen im mittleren Lias von Nordwestdeutschland. — 15. Jahr. Nieders. geol. Ver., Hannover 1922.
—, Über die Verbreitung und die Palaeogeographie des Lias in Pommern. — Abh. u. Ber. Naturf. Ges. f. Vorpommern und Rügen, 9, 1928.
—, Das Festungsprofil auf Spitzbergen I bis III. — Skrifter om Svalbard og Ishavet. Oslo 1928 bis 1937.
—, Untersuchungen über die Verbreitung usw. des oberen Jura von Ostgrönland. — Meddel. om Grönland, 94, 1933.
GERTH, H., Die Kordilleren von Südamerika. — Reg. Geologie d. Erde 3, IV b, Leipzig 1939.
GEYER, G., Über die liasischen Cephalopoden des Hierlatz bei Hallstatt. — Abh. Geol. Reichsanst., Wien, 36, 1886.
GILLET, S., Les Ammonites du Bajocien d'Alsace et de Lorraine. — Mém. serv. carte géol. Als.-Lorr., 5, 1937.
GOTHAN, W., Zur Frage der Klimadifferenzierung im Jura und in der Kreideformation im Lichte paläobotanischer Tatsachen. — J. pr. g. L., 29, 2, 1912.
GUILLAUME, L., Révision des Posidonomyes jurassiques. — Bull. soc. géol. France, 27, 1927.
HAUG, E., Portlandien, Tithonique et Volgien. — B. soc. géol. Fr., 26, 1898.
HEIDORN, F., Palaeogeographisch-tektonische Untersuchungen im Lias von NW-Deutschland. — N. J. B.-B., 59, 1928.
HENNIG, E., Der Sedimentstreifen des Lindi-Kilwa Hinterlandes. — Paläontogr. Suppl. 7, 2 R, II, 1937.
—, Jura in Geol. Jahresberichte, III A, 1941.
HOPPE, W., Jura und Kreide der Sinai-Halbinsel. — Z. D. Palästina Ver., 1922.
ILOVAISKY, D., L'Oxfordien et le Séquanien des gouv. Moscou et Rjazan. — Bull. Soc. Natur. Moscou, 17, 1903.
IMLAY, R. W., Correlation of the Jurassic formations of North-America, exclusive of Canada. — Bull. Geol. Soc. America, 63, 1952.

JAWORSKI, E., Die Trias-, Lias- und Doggerfauna der Andinen Geosynklinale und ihre verwandtschaftlichen Beziehungen. — Geol. Rundschau, 1926.
JÜNGST, H., Das Rhät, die Psilonoten- und Schlotheimienschichten im nördlichen Harzvorlande. — Geol. und pal. Abh., 16, 1928 bis 1929.
KAUENHOWEN, W., Die Faziesverhältnisse und ihre Beziehungen zur Erdölbildung an der Wende Jura-Kreide in Nordwestdeutschland. — N. Jahrb. f. Min., Beil.-B. 58, 1927.
KLÜPFEL, W., Der Lothringer Jura. — J. pr. g. L., 39, 2, 1919.
–, Stratigraphie der Weserkette. — Abh. pr. g. L., 129, 1931.
KOBAYASHI, T., The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese islands. — Journ. of Fac. of Sc. Imp. Univ. Tokyo, Sect. II, Vol. V, Part 7, 1941.
KRENKEL, E., Die Kelloway-Fauna von Popilany in Westrußland. — Palaeontogr. 61, 1915.
LANG, W. D., & SPATH, L. F., Arbeiten über den Lias Südenglands. — Quart. Journ. geol. Soc. 79, 1922; 82, 1926; 84, 1928.
LANGE, W., Zur Paläogeographie und Ammonitenfauna des Lias α. — Zeitschr. D. G. G., 67, 1925.
LANQUINE, A., Le Lias et le Jurassique des chaînes provençales. — Bull. Serv. carte géol. France, 173 (1929), 191 (1935).
LEMOINE, P., Géologie du Bassin de Paris. — Paris 1911.
LEWINSKY, J., Monographie géologique et pal. du Bononien de la Pologne. — Mém. soc. géol. Fr., 56, 1922.
MAZENOT, G., Sur les faunes d'Ammonites de la limite jurasso-crétacée de l'Europe centrale et de l'Angleterre. — C. R. soc. géol. France, 5 S., 5, 1935.
MESTWERDT, A., Über Faziesverhältnisse im Rhät und unteren Lias in Nordwestdeutschland. — J. Pr. g. L., 31, 2, 1910.
MICHALSKI, A., Die Ammoniten der unteren Wolgastufe. — Mém com. géol. St. Petersburg, 8, 1899.
MOESCH, C., Der Aargauer Jura. — Beitr. geol. Karte Schweiz, 4, 1864.
NEGRI, L., Revisione delle Ammoniti liasiche della Lombardia occidentale. — Palaeontogr. ital., 34, 1933.
NEUMAYR, M., Jura-Studien. — Jahrb. geol. Reichsanst. Wien, 31, 1871.
–, Die Cephalopodenfauna der Oolithe von Balin bei Krakau. — Abh. geol. Reichsanst. Wien 5, 1871.
–, Die Fauna der Schichten mit *Aspidoceras acanthicum*. — Daselbst, 5, 1873.
NICOLESCO, C., Étude monographique du genre *Parkinsonia*. — Mém. soc. géol. Fr., 4, 1928.
NIKITIN, S., Die Cephalopodenfauna der Jurabildungen des Gouv. Kostroma. — St. Petersburg 1884.
OERTEL, W., Der Lias in Mecklenburg. — Arch. d. Freunde d. Naturg. in Mecklenburg, 74, 1920.
–, Der Lias in Schleswig-Holstein. — N. J. B.-B. 52, 1922.
OPPEL, A., Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands. — Württ. naturw. Jahresh., 12 bis 14, 1856 bis 1858.
–, Über jurassische Cephalopoden. — Mitt. a. d. Museum d. bayer. Staates, München 1862 bis 1863.
D'ORBIGNY, A., Terrains jurassiques. — Paléont. française, 1840 bis 1875.
PAVLOFF, A., Sur les couches jurassiques supér. et crétacées inf. de la Russie. — Bull. soc. nat. Moscou, 2, 1889.
POMPECKJ, J., Beitrag zu einer Revision der Ammoniten des Schwäbischen Jura. — Lief. I und II, 1893.
–, Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Regenstauf. — Geognost. Jahresh., 14, 1901.
–, Die zoogeographischen Beziehungen zwischen den Jurameeren Nordwest- und Süddeutschlands. — Jahresber. Niedersächs. geol. Ver., 1908.
–, Die Bedeutung des Schwäbischen Jura für die Erdgeschichte. Stuttgart 1914.

PRUVOST, P., & PRINGLE, J., A synopsis of the Geology of the Boulonnais, including a correlation of the mesozoic rocks with those of England. — Proc. geol. ass., 35, 1924.

QUENSTEDT, F. A., Der Jura. — Tübingen 1858.
—, Cephalopoden des Schwäbischen Jura. — Stuttgart 1885 bis 1888.

RAECKE, H., Paläogeogr. Untersuchungen über den obersten Jura und den Wealden NW.-Deutschlands. — Jahrb. pr. geol. L., 53, 1932.
REHBINDER, B. v., Die mitteljurassischen eisenerzführenden Tone längs des SW-Randes des Krakau-Wieluner Zuges in Polen. — Z. D. G. G., 65, 1913.
RENZ, C., Beiträge zur Cephalopodenfauna des älteren Doggers am Monte San Giuliano bei Trapani. — Abh. schweiz. pal. Ges. 25, 1921 bis 1925.
—, Vergleiche zwischen dem südschweizerischen, apenninischen und westgriechischen Jura. — Verh. naturf. Ges. Basel, 34, 1923.
—, Brachiopoden des südschweizerischen und westgriechischen Lias. — Abh. Schweiz. paläont. Ges., 52, 1932.
—, H., Zur Stratigraphie und Paläontologie der *Mytilus*-Schichten der Préalpes romandes. — Ecl. geol. Helvet, 28, 1935.
REYNÉS, P., Monographie des Ammonites, Lias. — Marseille 1879.
RICHE & ROMAN, La montagne de Crussol. — Trav. lab. géol. Lyon 1921.
RICHTER, G., Das Grenzgebiet Alpen-Pyrenäen. — Abh. Ges. Wiss. Göttingen, 19, 1939. — Mit paläogeogr. Schrifttum.
—, K., Geologischer Führer durch die Zarnglaff-Schwanteshagener Malmbrüche. — Mitt. a. d. geol. pal. Inst. d. Univ. Greifswald, 7, 1931.
ROLL, A., Stratigraphischer Vergleich zwischen nordwestdeutschem und süddeutschem oberem Malm. — N. J. B.-B. 68, 1932.
ROLLIER, K. L., Les faciès du Dogger dans le Jura et les régions voisines. Zürich 1911.
ROMAN, FR., Les ammonites jurassiques et crétacés. Paris 1938. Daselbst Aufzählung zahlreicher Arbeiten des Verf. über den französischen Jura und ausführl. Bibliographie der Jura-Ammoniten.

SADEK, H., The distribution of the jurassic formation in Egypt and Sinai. — C. R. 13. congr. géol. intern. Belgien 1922 (1925).
SALFELD, H., Die Gliederung des oberen Jura in Nordwest-Europa. — N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 37, 1914.
—, Monographie der Gattung *Cardioceras*. — Z. D. Geol. G., 27, 1915.
—, Monogr. der Gattung *Ringsteadia*. — Palaeontogr., 62, 1917.
SCHLOSSER, M., Die Fauna des Kehlheimer Diceraskalkes. — Palaeontogr., 28, 1881/1882.
SCHMIDTILL, E., & KRUMBECK, L., Über die Parkinsonienschichten Nordbayerns usw. — Jahrb. pr. geol. L., 51, 1930.
SCHOTT, W., Palaeogeographische Untersuchungen über den oberen braunen und unteren weißen Jura NW-Deutschlands. — Abh. pr. geol. L., 133, 1930.
SCHRAMMEN, A., Die Kieselspongien des ob. Jura von Süddeutschland. — Paläontogr. 84, 1936.
SCHROEDER, J., Die Ammoniten der jurassischen Fleckenmergel in den Bayrischen Alpen. — Paläontogr., 68, 1927.
SEEBACH, K. v., Der hannoversche Jura. — Berlin 1864.
SOKOLOW, D., Über die marinen jurassischen Ablagerungen des östlichen Transbaikalien. — Ber. naturf. Ges. Moskau, 44, 1936.
SPATH, F., PRINGLE, J., TEMPLEMAN, A., und BUCKMAN, S., The upper Lias succession. — Quart. Journ. 78, 1922.
—, F. L., Revision of the Jurassic Cephalopod fauna of Cutch. — Paleont. indica, 9, 2, 1923.
STILLE, H., Einführung in den geologischen Bau Amerikas. — Berlin 1940.
STRUCKMANN, C., Der obere Jura der Umgegend von Hannover. — Hannover 1878.

TERMIER, H. u. G., Histoire géologique de la biosphère. Paris 1952.

TRIPP, K., Die Bedeutung des Sedimentationszyklus in der Stammesgeschichte der schwäbischen Lias-Belemniten. — Zentralbl. f. Min., B, 1938.
UHLIG, V., Die Jurabildungen in der Umgebung von Brünn. — Beitr. Pal. u. Geol. Österr.-Ungarn u. Orient, 1, 1887.
—, Die marinen Reiche des Jura und der Unterkreide. — Mitt. geol. Ges. Wien, 4, 1911.
VACEK, M., Über die Fauna der Oolite von Cap San Vigilio usw. — Abh. geol. Reichsanst. Wien, 13, 1886.
WAAGEN, W., Die Formenreihe des *Ammonites subradiatus*. — Geogn. Pal. Beitr. München, 2, 1869.
WALTHER, J., Die Fauna der Solnhofener Plattenkalke. — Festschr. E. HAECKEL. Jena 1904.
WEAVER, C. E., Paleontology of the Jurassie and Cretaceous of West Central Argentina. — Mem. Univ. Washington, 1931.
WEGELE, L., Stratigraphische und faunistische Untersuchungen im Oberoxford und Unterkimmeridge Mittelfrankens. — Palaeontogr., 71, 1929.
WEPFER, E., Die Gattung *Oppelia* im süddeutschen Jura. — Palaeontogr., 59, 1911.
WETZEL, Faunistische und stratigraphische Untersuchungen der Parkinsonien-Schichten des Teutoburger Waldes. — Palaeontogr., 58, 1911.
WRIGHT, T., Monograph of the Lias Ammonites. — Palaeontogr. Soc., 1878 bis 1885.
ZITTEL, K., Die Cephalopoden der Stramberger Schichten. Palaeontol. Mitt., 2, 1868.

Siehe auch besonders: I, 2. GIGNOUX, HAUG, PIRSSON & SCHUCHERT, WAGNER. 4. ABEL, NEAVERSON, POTONIÉ, KUHN, WEDEKIND. 5. LAMOUCHE, D'ORBIGNY. 6. BUBNOFF I und II, 2, DEECKE (Baden), EVANS, FREBOLD, GERTH, Handbuch (6. Madagaskar, 7. Spanien, 11. Vereinigte Staaten, 18. Alpen), HEIM, HENNIG, KOSSMAT, KRENKEL, MADSEN, OBRUTSCHEFF, SCHUCHERT, WEGNER. — XIV. Trias. BERNDT, FRANK (5), FREBOLD, HSICHIH, RENZ 1, RÜGER 1, WANNER.

XVI. KREIDE

Der Formationsname (v. RAUMER, 1815) stammt von der Fazies heller, mürber, vorwiegend aus planktonischen Schalen aufgebauter Kalke, die im oberen Teil der Folge in der Nordhalbkugel (außerhalb der Tethys) weit verbreitet sind. Die weitgehende Beschränkung dieser Ausbildung auf die Oberkreide mag darauf beruhen, daß ähnliche Gesteine in älteren Formationen meist stärker diagenetisch verändert sind, während später diese tiefere, dem heutigen Globigerinenschlamm ähnliche Fazies selten auf die Kontinentalsockel übergreift. Es ist also eine pars pro toto Bezeichnung wie das „Karbon" und ebenso berechtigt oder unberechtigt wie jene.

In England hat man schon um 1820 den hangenden „Chalk" (Schreibkreide) von dem liegenden Grünsand und dem basalen Wealden unterschieden. Die Bezeichnung Neokom stammt von THURMANN (1832). Die Untergliederung unter Verwendung französischer und Schweizer Orts- und Provinznamen hat vor allem D'ORBIGNY 1840 bis 1855 durchgeführt. Die Grundlagen für die Einteilung in Deutschland haben H. BR. GEINITZ (1839 bis 1842), F. A. ROEMER (1841), REUSS (1845) und W. DUNKER (1846) gelegt. Den Namen Emscher hat SCHLÜTER 1874 eingeführt.

1. Lebewelt und Biostratigraphie

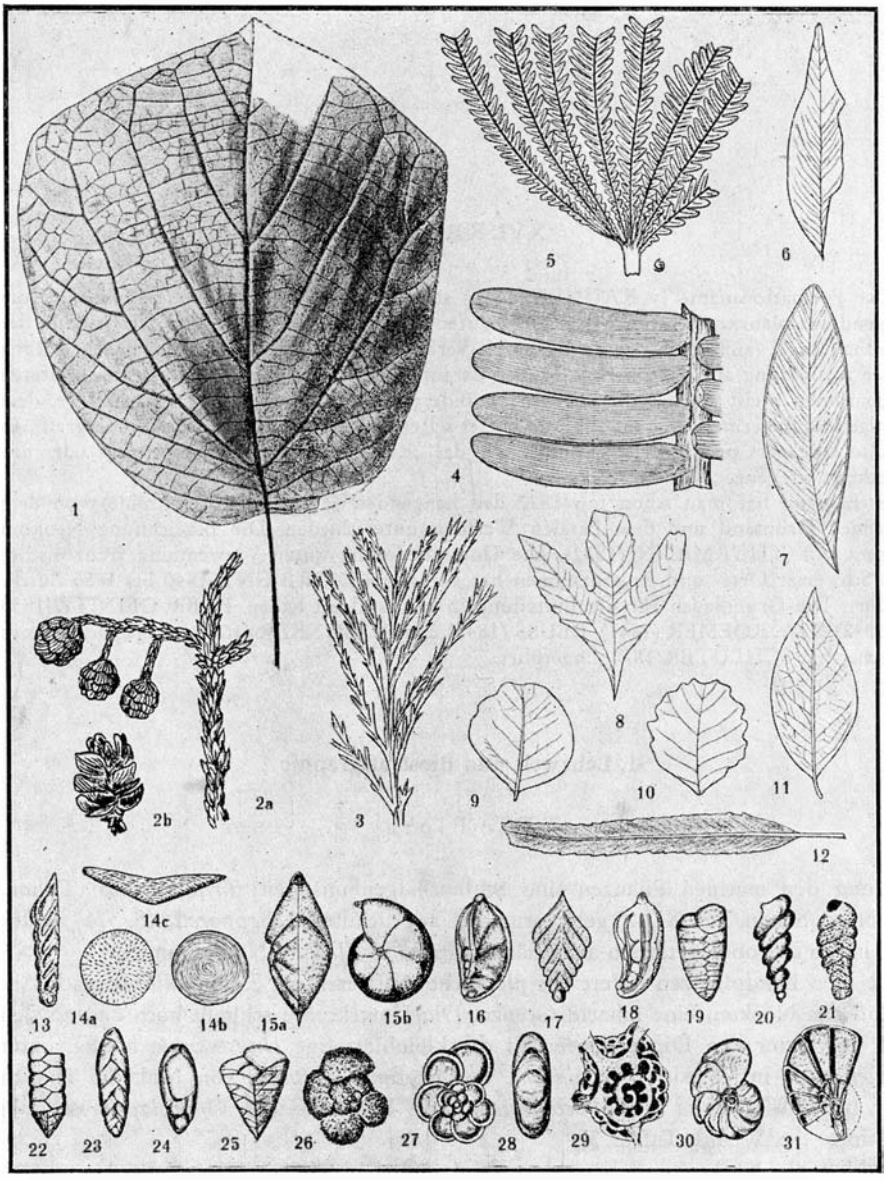
Die Flora

Unter den marinen Pflanzen sind Schlauchalgen unselten; *Triploporella* (Tithon, Cenoman, Senon, Taf. XL, 2) geht vermutlich auf die ältere *Oligoporella* (S. 371) zurück und hat in der oberkretazisch-alttertiären *Thyrsoporella* ihre Nachkommen.

Bei den Landpflanzen liefert das plötzliche Auftreten der Laubgewächse nach Abschluß des Neokom eine scharfe Grenze. Die Unterkreide schließt noch eng an den Jura an. Unter den Dipteridaceen ist die kleinblätterige *Hausmannia* häufig, unter *Matoniaceen* im Weald *Matonidium,* der heutigen *Matonia* von Malakka ähnlich (Taf. L, 5), *Weichselia* (mit *Pecopteris*-artigen Blättern) und *Onychiopsis mantelli* (Leitform des Weald, Taf. L, 3).

Auch viele Nacktsamer, besonders Ginkgophyten, kleine Nilssonien, Araucarien, Cycadeen sind im Weald noch häufig, nehmen dann aber plötzlich ab. Dagegen erleben die Bennettiteen (s. S. 427) im Weald eine neue Blüte *(Wielandiella, Williamsonella);* die zugehörigen Blätter werden als *Glossozamites, Otozamites* usw. bezeichnet (Taf. L, 4). Die Abietineen (Tannen) werden in der Unterkreide häufiger, aber die echte *Pinus* erscheint erst später. In der Arktis fällt die stärkere Zuwachsstreifung auf, welche

Tafel L, Kreide



Erklärung nebenstehend

den Hölzern im Süden (Ägypten) fehlt, woraus sich eine klimatische Gliederung ergibt. Die Zypressen, Sumpfzypressen *(Taxodium)* und Mammutbäume *(Sequoia, Geinitzia)* blühen in der Oberkreide auf. Die Wealdenkohlen gehen auf Ginkgophyten, Farne und namentlich auf Coniferen *(Sphenolepidium)* zurück, wie zahlreiche Zapfenfunde zeigen (Taf. L, 2).

Auffallend ist das plötzliche Auftreten der Angiospermen (Bedecktsamige mit maschengeäderten Blättern und Gefäßen im Holzkörper) im Apt und Alb, wobei fast überall Mono- und Dikotyledonen gleichzeitig erscheinen (Flora von Cercal in Portugal). Ihre Abstammung ist unsicher, da die Bennettiteen keine Übergangsformen zu den Gymnospermen bilden, wie man zuerst dachte. GOTHAN vermutet, daß die Stammformen sich in semiariden Hochländern entwickelt haben, während uns nur die späteren Flachlandformen bekannt sind.

Blattabdrücke und verkieselte Hölzer von Laubbäumen sind seit dem Gault häufiger, am frühesten treten die Vierfrüchter (Polycarpiceen) auf — *Magnolia, Liriodendron, Sassafras.* Auch Verwandte der Pappel, *Myrica, Eucalyptus,* Brotfruchtbäume, Palmen sind vertreten (Taf. L, 6 bis 11). Einige lassen sich aber nicht sicher an lebende Gattungen anschließen, so *Credneria* mit großen, platanenförmigen Blättern (Taf. L, 1), die krautförmig wachsende *Dewalquea* und *Dryophyllum* (vielleicht den tropischen Eichen verwandt, Taf. L, 12).

Die Tierwelt

Bei den **Foraminiferen** liegt ebenfalls eine scharfe Grenze am Ende der Unterkreide. Im Neokom herrschen noch die symmetrisch eingerollten Nodosariinae (Fam. Lagenidae) mit radial berippter Zementschale oder mit dicker Mantelschicht, wie *Robulus* mit verdickter Achse, *Planularia* (planospiral mit Radialrippen) und *Vaginulina* (flachrückig und gekielt Taf. L, 13). Es ist die Cristellarien-Periode WEDEKINDS.

Nach WEDEKIND liefern die Neohelleniten (Lituolidae, Textulariidae, Rotaliidae nach CUSHMAN) und Röhrlinge im Jura und Neokom wenig Neues; Schraubenkammerlinge (Rotaliaceen) treten allerdings im Neokom auf, insbesondere Doppelkegel mit dicker Mantelschicht *(Epistomina).* Außerdem ist die reiche Entwicklung der stratigraphisch wichtigen *Orbitolina* im Oberneokom und Cenoman der Tethys bemerkenswert (Taf. L, 14)). Es sind große Foraminiferen von flach-schüsselförmiger Gestalt, aus konzentrischen Ringen mit Querscheidewänden bestehend. Die agglutinierende Schale besitzt zuweilen eine kieselige Deckschicht. Die ersten Windungen sind schneckenförmig. Im Sinne WEDEKINDs gehören sie zu den Neohelleniten und bilden einen kurzlebigen Sonderzweig mit abnormem Größenwachstum. Sie sind in der Glaukonitfazies besonders häufig.

Tafel L (S. 496): Kreide; Pflanzen und Foraminiferen

1. *Credneria,* nach GOTHAN; 2. a und b *Sphenolepidium,* nach GOTHAN; *3. Onychiopsis mantelli;* 4. *Glossozamites;* 5. *Matonidium;* 6. *Salix;* 7. *Eucalyptus;* 8. *Aralia;* 9. *Quercus;* 10. *Populus;* 11. *Magnolia;* 12. *Dryophyllum;* 13. *Vaginulina;* 14. *Orbitolina lenticularis,* a von oben, b von unten, c von der Seite, Urgon; 15. a und b *Lenticularia;* 16. *Saracenaria;* 17. *Frondicularia;* 18. *Marginulina;* 19. *Textularia;* 20. *Nummularia;* 21. *Spiroplecta;* 22. *Gaudryina;* 23. *Bolivina;* 24. *Bulimina;* 25. *Verneuilina;* 26. *Globigerina;* 27. *Globotruncana;* 28. *Nonion;* 29. *Calcarina;* 30. *Anomalina;* 31. *Operculina.* Bis auf 14 nach WEDEKIND.

In der höheren Kreide oder *Lenticulina*-Periode WEDEKINDs beginnen die Nodosarioidea wieder mit glasschaligen und porzellanschaligen Formen (Gault) und werden später zementschalig. Die warzenförmige Gestalt der Mündungen ist bemerkenswert. Genannt seien:

1. *Lenticularia* — eingerollt, mit reitenden Kammern und spitzem Außenrand (Taf. L, 15); 2. *Saracenaria* (Taf. L, 16), aus flachen, halb eingerollten Kammern mit oder ohne Randsaum bestehend (vorwiegend Gault); 3. *Frondicularia* — aufgereihte Kammern, meist ± plattgedrückt (Taf. L, 17); 4. *Marginulina* — mit gekrümmten oder schief anwachsenden Kammern, die sich schnell vergrößern und entweder rundlich oder abgeplattet sind (Taf. L, 18).

Die Neohelleniten entwickeln sich zu den beiden Gruppen der Zopf- und Schraubenkammerlinge (Textulariaceen und Rotaliaceen).

Die Zopfkammerlinge werden im Gault reichhaltiger. Sandschalige Zweizeiler mit rundlichen *(Textularia,* Taf. L, 19) und scheibenförmigen *(Nummularia,* Taf. L, 20) Kammern oder mit aufgerollten Anfangswindungen (*Spiroplecta,* Taf. L, 21) sind häufig; daneben erscheinen zwei- bis dreizeilige Formen (*Gaudryina,* Taf. L, 22) und dreikantige Dreizeiler (*Verneuilina,* Taf. L, 25), die im Gault meist noch sandschalig, später zum Teil kalkschalig sind. In der Oberkreide sind kalkschalige, spindelförmige Zweizeiler (*Bolivina,* Taf. L, 23) und Dreizeiler (*Bulimina,* Taf. L, 24) wichtig.

Die Schraubenkammerlinge werden in der Oberkreide wichtig:

Globigerina, schraubenförmig angeordnete kugelige Kammern mit Zementschale und feinen Stacheln (Taf. L, 26). Die typische Form lebt bis heute; in der Oberkreide zweigt eine Gruppe mit abgeplatteter Außenseite *(Globotruncana = Rosalina)* ab (Taf. L, 27), die zu gekielten Formen des Tertiärs *(Globorotalia)* überleitet.

Rotalia — schraubig aufgewundene kegel- oder doppelkegelförmige Typen mit dünner Glas- oder Porzellanschale. In der Oberkreide erscheinen Nabelkegelrotalien mit dickem Zementmantel *(Gyroidina)* und im Obersenon (Maastricht) Doppelkegel mit dicker Zementschicht, Stacheln und Warzen (*Calcarina,* Taf. L, 29).

Anomalina — fast planospiral aufgerollte Schraubenkammerlinge mit perforierter Glas- oder Porzellanschale (Taf. L, 30).

Nonionina — planospirale Formen, mit dünner Schale, Oberkreide (Taf. L, 28). Von der verwandten *Operculina* (Oberkreide-Eozän) gehen die Riesenkammerlinge des Tertiärs aus, welche die spirale Aufrollung beibehalten (Taf. L, 31).

Die andere Gruppe der Riesenkammerlinge, bei denen an Stelle der spiralen Aufrollung konzentrische Ringe von Kammern (Ringkammern) entstehen, die durch Querwände in Kleinkammern geteilt sein können (Kammerringe) und in der dicken Mantelschicht auch Ringe von Nebenkammern enthalten, beginnt jedenfalls auch in der Kreide. Die sandschalige *Orbitolina* bleibt (s. oben) in der Unterkreide klein *(Orbitolina lenticularis),* entwickelt aber im Cenoman große Formen (*Orbitolina concava* bis 5 cm). In der Oberkreide beginnt der scheibenförmige, kalkschalige *Orbitolites,* welcher aber im Tertiär häufiger ist (Taf. LIX, 11).

Der Stamm der Röhrlinge ist seit dem Gault durch die planospiral aufgerollten Röhren von *Cornuspira* reich vertreten. Nach WEDEKIND entwickeln sich daraus in der Oberkreide die Milioliden mit periodischen Unterbrechungen (s. bei Tertiär) und Aufrollung in verschiedene Ebenen *(Spiroloculina).*

Im Zusammenhang mit der Erschließung des Erdöls erlangt die Mikrostratigraphie auf der Basis der statistischen Auszählung von Foraminiferen in Bohrprofilen eine steigende praktische Bedeutung. Entsprechend dem zunächst örtlichen Charakter solcher Profile hat die hier übliche Systematik zunächst noch keinen genetischen Wert.

Schwämme. Nadeln von Kieselschwämmen gehören in der Oberkreide zu den häufigsten organischen Resten und sind in der Schreibkreide wesentlich am Aufbau der Feuersteinbänder und -knollen beteiligt.

Unter den Lithistiden (Tetractinelliden) seien *Siphonia* (*nobilis* — Untersenon, Taf. LI, 1) und *Jerea* (birnförmig, mit tiefem Paragaster und Stiel) genannt. Die zylindrische *Doryderma* und einige Rhizomorinen sind in der Oberkreide häufig; so besonders die kurzgestielte keulenförmige *Jereica* und die „propellerförmige" *Verruculina* mit erhöht liegenden Oscula (Taf. LI, 2).

Wichtig sind die Hexactinelliden mit regelmäßigem Gitterbau, vor allem der trichterförmige *Ventriculites* (Taf. LI, 3) mit gefalteten Wänden und Wurzelschopf (Senon), das pilzförmige *Coeloptychium* (Obersenon, Taf. LI, 4) und die mäandrisch gewundenen Knäuel von *Plocoscyphia* und *Becksia* (*Becksia soekelandi*-Quadratensenon, Taf. LI, 5).

Die Korallen bieten ein ähnliches Bild wie im Jura.

Unter den Astraeiden fallen neben schon bekannten Typen die mäandrisch verfließenden Kelche von *Leptoria* und die eigenartigen halbkugeligen Stöcke von *Aspidiscus* (Taf. LI, 8) auf, mit sternförmig angeordneten, kammartig gebauten Kelchreihen (mediterran). Zu den Thamnastraeiden wird die in der Gosaukreide typische Einzelform *Cyclolites* gerechnet, mit flacher, konzentrisch gerunzelter Unterseite und halbkugeliger Oberseite mit schlitzförmiger Kelchöffnung (Taf. LI, 7).

Größere Bedeutung erlangen die Turbinolien, Einzelkorallen mit langen ganzrandigen Septen. In der Schreibkreide sei die kreiselförmige, breit aufgewachsene *Caryophyllia* und die ebenfalls aufgewachsene *Parasmilia (centralis)* mit länglichem Querschnitt genannt (Taf. LI, 6).

Schließlich sei erwähnt, daß in der Oberkreide Alcyonarien (Octokorallen) ohne feste Septen unselten sind, so die Stöcke von *Heliopora* mit Röhrenzellen und reichem Coenenchym (Gosau) und die kompakten, gegliederten Kalkachsen von *Moltkia* in der Dänischen Stufe.

Molluskoideen. Die Bryozoen sind in der Oberkreide häufig und besitzen nach Voigt bedeutenden faziellen und stratigraphischen Wert. Neben den Cyclostomata mit rundmündigen Röhrenzellen treten in der Oberkreide in reicher Entfaltung die Cheilostomata auf, bei denen die ovalen oder kastenförmigen Zellen eine seitliche verengte Mündung mit Chitin-Deckel haben. Kennzeichnend sind die inkrustierende *Membranipora,* die blatt- oder netzförmigen *Eschara* und *Retepora,* der napfförmige *Lunulites.*

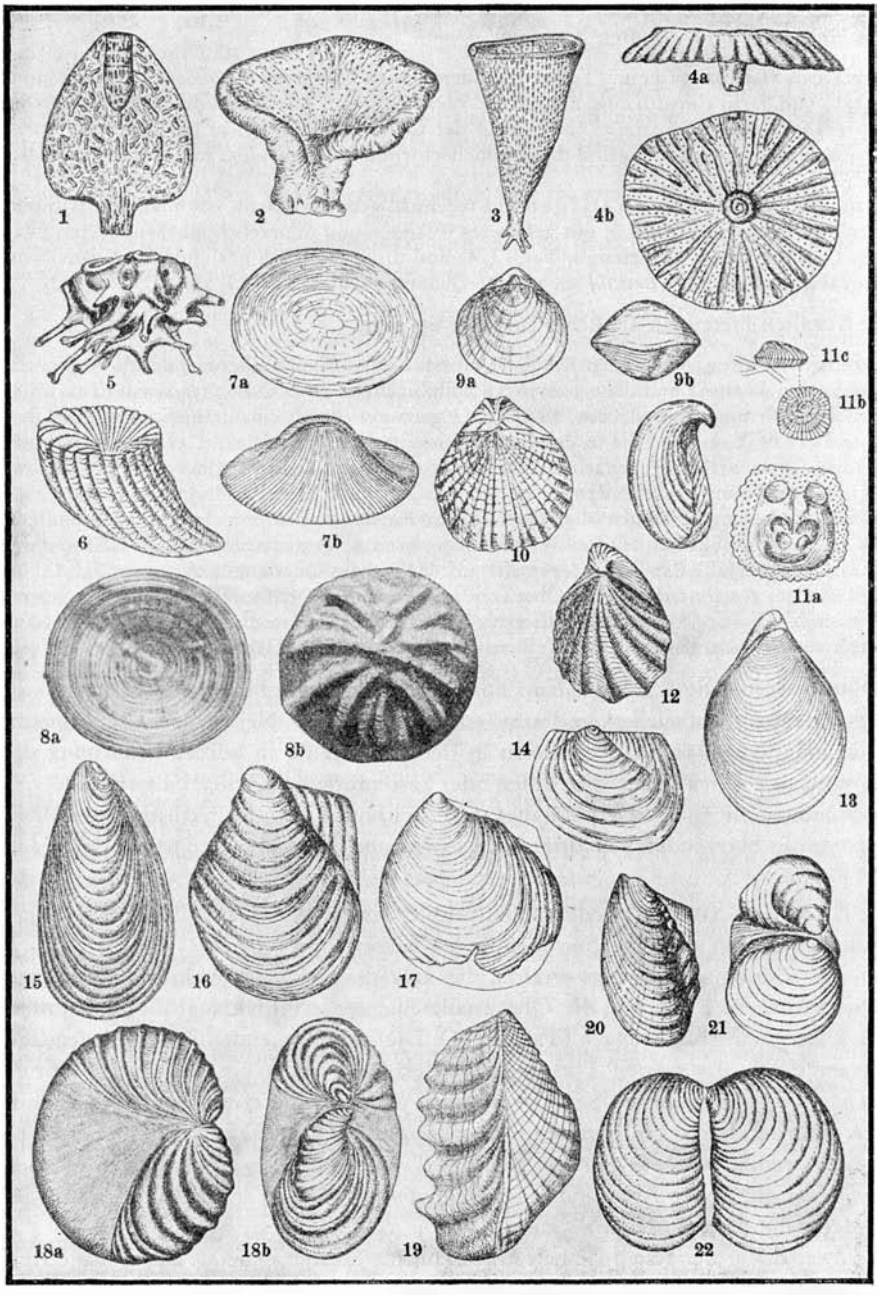
Die Brachiopoden wiederholen das Bild der Jurazeit. Der Individuenreichtum ist noch gelegentlich groß, die Formenfülle hat weiter abgenommen.

Bei den schloßlosen Formen erreicht die kalkschalige, aufgewachsene *Crania* mit breitem, gekörneltem Rand in der Oberkreide eine große Individuenfülle in den ufernahen, klastischen Ablagerungen (Taf. LI, 11). Die schloßtragenden Brachiopoden sind wiederum durch die beiden Formenkreise der Rhynchonellen und Terebratuliden (im weiteren Sinne) vertreten. Während die ersten kaum Neues aufweisen, sind bei den Terebratuliden neben der glatten *Terebratula* im engeren Sinne (Taf. LI, 9) radial berippte Formen wichtig: *Terebratella, Lyra* mit langem Wirbel, *Trigonosema* mit hoher Area und eingekrümmtem Wirbel (Taf. LI, 10). Erwähnt sei auch *Magas* mit hohem Medianseptum.

Die **Zweischaler** der Kreide haben sowohl für die Stratigraphie als auch für die Entwicklungsgeschichte und Fazies große Bedeutung.

Von Aviculiden sind die im Jura häufigen *Pseudomonotis* und *Posidonia* fast verschwunden, *Aucella* in der Unterkreide borealer Fazies vorhanden, *Aucellina*

Tafel LI, Kreide



Erklärung nebenstehend

gryphaeoides ist für das Gault bezeichnend (Taf. LII, 4). Dagegen sind Steckmuscheln (Pinniden) häufig, und an Stelle der aussterbenden *Gervilleia* erscheint *Inoceramus* (seit dem Lias bekannt) in erstaunlicher Mannigfaltigkeit.

Die äußere Form, die Berippung und die Größe wechseln stark; Riesenformen sind häufig. Die ungleichklappige Schale ist quadratisch bis länglich mit ± vorragendem Wirbel; die Skulptur ist meist konzentrisch, seltener radial. Kennzeichnend sind das Ligament in parallelen Gruben mit Zwischenleisten senkrecht zum Schalenrand und die dicke Prismenschicht der Schale. Stratigraphisch wichtig sind nach HEINZ:

Gault: *Inoceramus concentricus,* mit spitzem eingekrümmtem Wirbel und schwacher konzentrischer Streifung. *Inoceramus sulcatus* — sehr unsymmetrisch, mit kräftigen Schalenfalten (Taf. LI, 13 und 12).

Cenoman: *Inoceramus crippsi,* quadratisch, mit wenig abgesetztem, nach vorne gerücktem Wirbel und schwacher konzentrischer Skulptur (Taf. LI, 14).

Turon: *Inoceramus labiatus (mytiloides)* lang eiförmig, ± kräftig konzentrisch berippt (Unterturon, Taf. LI, 15). *Inoceramus lamarcki (brongniarti),* dreieckig mit abgesetztem hinterem Flügel und sehr kräftigen Anwachsfalten (Unteres Mittelturon, Taf. LI, 16). *Inoceramus schloenbachi (cuvieri),* quadratisch mit schwach flügelartig abgesetztem Hinterrand und ziemlich kräftigen konzentrischen Falten (Oberturon, Taf. LI, 17).

Emscher: *Inoceramus koeneni,* verquert dreieckig mit kleinem Hinterohr und starken Runzeln (Unteremscher, Taf. LI, 18). *Inoceramus involutus* mit stark gedrehtem Wirbel (Taf. LI, 21). *Inoceramus digitatus,* lang mit Mittelkante, von der bogenförmige Radialfalten ausstrahlen, die vorne und hinten verschieden sind (Taf. LI, 19); der Hinterrand ist an ihnen gebuchtet (beide Mittelemscher). *Inoceramus cardissoides,* lang, mit spitzem Wirbel, Hinterflügel (= Ohr) und schwacher konzentrischer Streifung (Taf. LI, 20).

Senon: Hier werden die Inoceramen seltener. Im Granulatensenon seien noch *Inoceramus pinniformis* und *Inoceramus lingua* erwähnt. Im Quadratensenon ist der breit-ovale *Inoceramus balticus* mit nach vorn gerücktem Wirbel kennzeichnend (Taf. LI, 22).

Die Limiden bieten kaum Neues. Bei den Pectiniden ist die ungleichklappige und stark berippte *Neithea (= Vola)* häufig. Reich entwickelt sind die Austern. Die wulstig-gestreifte *Ostrea (Exogyra) couloni* im Neokom (Taf. LII, 1), die glatte, spitzwirbelige *Ostrea (Exogyra) columba* im Cenoman (Taf. LI, 2) und die sehr dickschalige, in der Form stark wechselnde *Ostrea (Gryphaea) vesicularis* aus dem Mucronatensenon haben leitende Bedeutung (Taf. LII, 3). *Modiola* und *Mytilus* sind unselten.

Bei den Homomyariern liefern die Taxodonten wenig Neues. Unter den Schizodonten sind die reich verzierten Trigonien auf der Südhalbkugel wichtig. In den Süßwasserbildungen der Unterkreide sind die Flußmuschel *Unio* und die Teichmuschel *Anodonta* häufig. Von den übrigen Heterodonten sind *Astarte,*

Tafel LI (S. 500): Kreide; Schwämme, Korallen, Brachiopoden, Muscheln

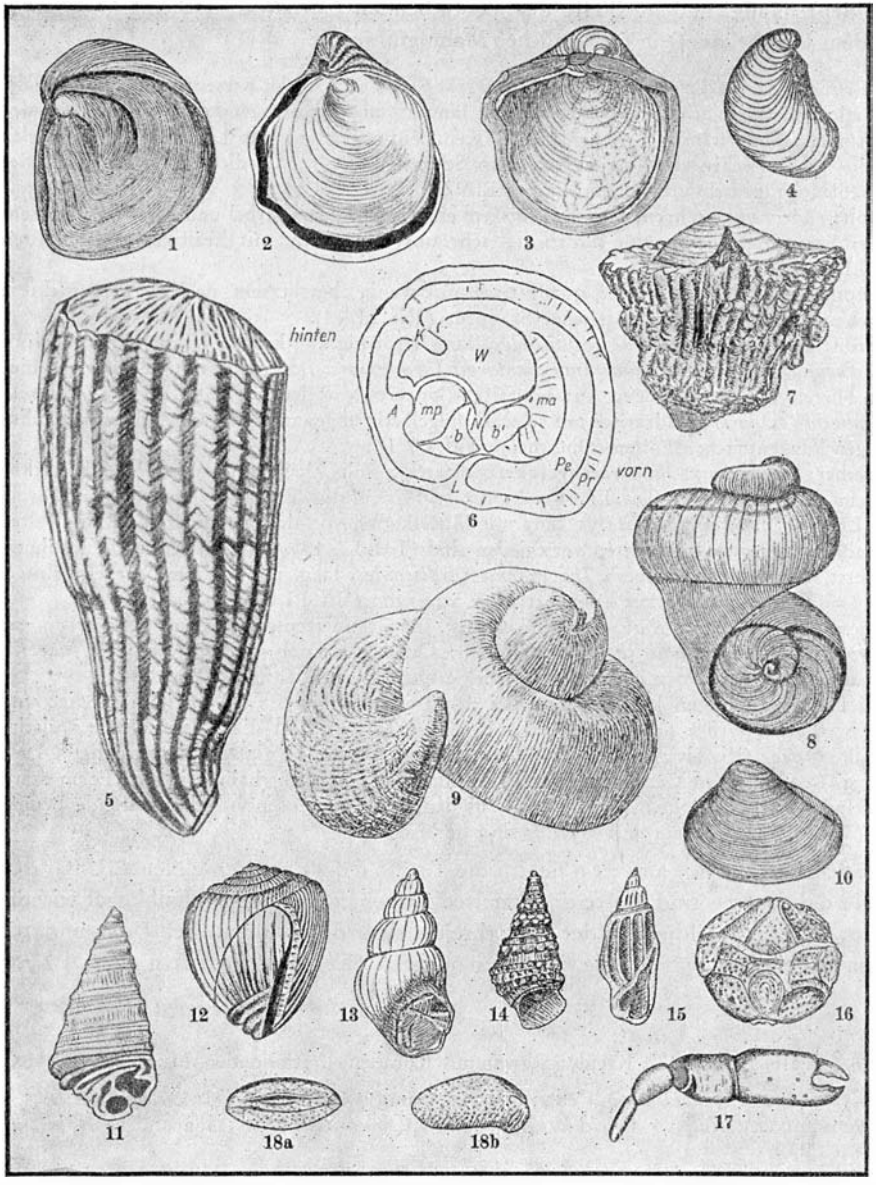
1. *Siphonia;* 2. *Verruculina;* 3. *Ventriculites;* 4. a und b *Coeloptychium;* 5. *Becksia.*

6. *Parasmilia centralis;* 7. *Cyclolites,* a von unten, b von der Seite; 8. a und b *Aspidiscus.* Aus DACQUÉ.

9. a und b *Terebratula carnea,* Oberkreide; 10. *Trigonosema pulchellum,* Obersenon; 11. a, b und c *Crania ignabergensis.*

12. *Inoceramus sulcatus,* Gault; 13. *Inoceramus concentricus,* Gault; 14. *Inoceramus crippsi,* Cenoman; 15. *Inoceramus labiatus,* Unterturon; 16. *Inoceramus lamarcki,* Mittelturon; 17. *Inoceramus schloenbachi,* Oberturon; 18 a und b *Inoceramus koeneni,* Unteremscher; 19. *Inoceramus digitatus,* Oberemscher; 20. *Inoceramus cardissoides,* Oberemscher; 21. *Inoceramus involutus,* Oberemscher; 22. *Inoceramus balticus,* Senon.

Tafel LII, Kreide



Erklärung nebenstehend

Crassatella, Cyprina, Cardium zu nennen; in brackischen Bildungen tritt massenhaft *Cyrena* (oval-dreieckig, konzentrisch gestreift, mit Seitenzähnen) auf (Taf. LII, 10). Im allgemeinen wiegen integripalliate oder schwach gebuchtete Formen vor. Auch Desmodonta, wie *Panopaea, Homomya* sind häufig. *Pleuromya* mit abgesetzter Vorderseite stirbt in der Unterkreide aus.

Eine Sondererwähnung erfordern die Pachyodonten mit klobigen Zahnzapfen und dicker Schale, welche in der mediterranen Riff-Fazies eigenartige Typen von gewaltigen Dimensionen entwickeln; in die nördliche Kreideprovinz wandern nur verkümmerte Formen ein. Kennzeichnend ist der Schalenbau mit einer äußeren prismatischen und inneren lamellösen porzellanartigen Schicht (Taf. LII, 6). Drei Gruppen liefern gute Leitformen.

1. Die ältere Gruppe schließt an *Diceras* (Jura) an; im tieferen Neokom erscheint *Monopleura,* eine sehr ungleichklappige Form mit großer, aufgewachsener rechter und deckelförmiger linker Klappe. Das Band liegt in einer äußeren Furche zwischen Schloßrand und Wirbel. Im höheren Neokom (Barrême-Apt) gesellen sich dazu *Requienia* und *Toucasia* mit ähnlichem Bau, aber kaum entwickelten Zähnen. *Requienia* hat eine große, aufgewachsene und spiral gedrehte linke Schale und eine deckelförmige, auch spirale rechte Klappe (Taf. LII, 8). *Toucasia* ist ähnlich, aber mit etwas größerer, meist gekielter rechter Klappe.

2. Die Capriniden beginnen im Cenoman; sie haben eine aufgewachsene, kegelförmige oder spirale rechte und eine freie linke Klappe, die zuweilen aber größer ist. Zwei große Zähne sind vorhanden. Die Schale besteht aus einer dünnen prismatischen Außenschicht und einer von Kanälen durchzogenen dicken Innenschicht. *Caprina* (Cenoman) hat eine kegelförmige rechte und eine große spirale linke Klappe (Taf. LII, 9). *Plagioptychus* hat eine konische oder spirale rechte Schale mit tiefer Bandfurche und eine gewölbte linke Klappe mit eingekrümmtem Wirbel (Cenoman, Turon). *Caprinula* und *Ichthyosarcolites* haben eine langkonische rechte und eine spirale, deckelförmige linke Klappe (Cenoman, Turon).

3. Die Rudisten weichen durch eine innere Lage oder das Fehlen des Ligamentes, durch einen besonderen Schließapparat (seitliche Drehung) und durch komplizierten Bau der Schale, welche den Wohnraum stark einengt, von den anderen Gruppen ab (Taf. LII, 5,6 und 7). In der Unterschale ist die äußere Prismenschicht (Längsprismen!) dick, die innere Porzellanschicht besteht aus Blättern mit Hohlräumen dazwischen. In der Oberschale ist die prismatische Außenschicht dünn mit einem komplizierten Netz von Höhlungen. Die Zähne der Oberschale sind lang und zapfenförmig. Für die Systematik sind zwei oder drei abweichend skulptierte vertikale Furchen (2 Siphonen und Fuß) und das Vorhandensein oder Fehlen einer Bandfalte wichtig, außerdem die Skulptur und der innere Bau der Schalen. Einige dieser Formen, die im Turon und Senon leitend werden (Tethys) bilden ausgedehnte Riffe.

I. *Radiolitinae.* Schale glatt oder quergefaltet, Furchen wechselnd. Unterschale kegel- bis schüsselförmig; Oberschale deckelartig.

Tafel LII (S. 502): Kreide; Muscheln, Schnecken, Krebse

1. *Exogyra couloni,* Unterkreide; 2. *Exogyra columba,* Cenoman-Turon; 3. *Gryphaea vesicularis,* Oberkreide; 4. *Aucellina gryphaeoides,* Gault; 5. *Hippurites* nach DACQUÉ; 6. *Hippurites radiosus,* Querschnitt der Unterschale: *W* Wohnraum; *N* Zahn; *b* und *b'* Zahngruben; *mp* und *ma* Muskeleindrücke; *L* Ligamentfalte; *A* und *K* Siphonalfalten; *Pe* Perlmutterschicht; *Pr* Prismenschicht; nach HENNIG; 7. *Radiolites;* 8. *Requienia ammonea,* Urgon; 9. *Caprina adversa,* nach HENNIG; 10. *Cyrena bronni,* Weald.

11. *Glauconia kefersteini,* Gosau; 12. *Actaeonella,* Gosau; 13. *Paludina fluviorum,* Weald; 14. *Pseudoglauconia strombiformis,* Weald; 15. *Melania harpaeformis,* Weald.

16. *Dromiopsis;* 17. *Callianassa;* 18. a und b *Cypridea valdensis,* Weald.

1. *Radiolitinae* mit 2 wellenförmigen Längseinbuchtungen
   a) mit Bandfalte: *Praeradiolites* — glatte Außenlamellen, ventrale (Fuß) Falte. *Radiolites* — stark gefaltete Außenlamellen (Taf. LII, 7). *Sphaerulites* — glatte oder gewellte Außenlamellen, fast ohne Längseinbuchtungen,
   b) ohne Bandfalte: *Bournonia* und andere.
2. *Biradiolitinae* mit 2 vertikalen Längsbändern: a) *Sauvagesia* mit Bandfalte. b) *Biradiolites* ohne Bandfalte.

II. *Hippurites.* Schale glatt oder längsgefurcht. Unterschale zylindrisch mit drei Längsfurchen, die als Falten ins Innere hineinragen. In der Oberklappe 2 Löcher, die den 2 Dorsalfalten (Siphonenaustritt) entsprechen und drei komplizierte Zapfenzähne (Taf. LII, 5 und 6).

Die Schnecken sind weniger wichtig. Erwähnt sei eine kennzeichnende große *Natica (leviathan)* im Valanginien, die häufigen *Nerinea, Harpagodes (Pterocera)* und die turmförmige, dickschalige, mit spiralen Rippen und kleinem Ausguß versehene *Glauconia* im Urgon und in der Gosau (Taf. LII, 11). In der Oberkreide der Alpen (Gosau) ist als Begleiter der Rudisten die opisthobranchiate *Actaeonella* häufig; diese dickschaligen eiförmigen Schnecken haben ein niedriges Gewinde, eine große letzte Windung und drei kräftige Falten (Taf. LII, 12) auf der Spindel. In der obersten Kreide erscheinen viele jüngere Typen *(Fusus, Murex, Conus).*

In den brackisch-limnischen Wealdenschichten sind Gastropoden häufig, so vor allem die hochgewundene *Paludina (fluviorum)* mit schwacher Verzierung und fünfeckiger Mündung (Taf. LII, 13), die turmförmige stark verzierte *Pseudoglauconia strombiformis* (Taf. LII, 14) und die schlanke *Melania* mit Querrippen, großer letzter Windung und dreieckiger Mündung (Taf. LII, 15). Auch *Planorbis, Valvata* und andere Süßwasserformen treten auf. In der terrestrischen Oberkreide Südeuropas ist *Lychnus (Helix*-ähnlich, aber unregelmäßig aufgerollt) häufig.

Tetrabranchiaten. Die Nautiloideen bieten in der Kreide wenig Neues. *Cymatoceras* mit geschwungenen Rippen auf den Flanken und einem Ventralsinus auf der Außenseite ist häufiger als im Jura und in allen Kreidemeeren verbreitet. Im Danien hat *Nautilus (Hercoglossa) danicus* leitende Bedeutung. Es ist eine engnabelige Form mit einfacher Lobenlinie (Taf. LV, 9).

Die Ammonoideen schließen eng an die des Jura an und machen dann eine Entwicklung durch, die man mit WEDEKIND als dreifachen Abbau bezeichnen kann: 1. Abbau der Gestalt, d. h. Übergang zu schneckenförmigen, hakenförmigen und geraden Gehäusen, 2. Abbau der Lobenlinie, d. h. Vereinfachung zu ceratitischem oder sogar goniatitischem Typus, 3. Abbau der Skulptur, d. h. Vereinfachung und Zerfall der Rippen zu Knotenreihen oder Übergang zu glatten Schalen. Diese drei Tendenzen setzen nicht in allen Stämmen gleichzeitig ein und verlaufen auch nicht konform. Im Neokom liefern die Ammoniten noch eine Fülle von Leitformen, werden dann seltener und erlöschen vollkommen im Mucronaten-Senon.

Die primitiven Stämme von *Phylloceras* und *Lytoceras* persistieren vor allem in der Unterkreide der Tethys, wobei *Phylloceras* wenig Veränderungen zeigt. *Lytoceras* dagegen umfaßt glatte Formen mit Einschnürungen *(Tetragonites)* und Einfachripper *(fimbriate Lytoceraten).* Letztere wandern im Barrême nach Norden ein, wobei ein Formabbau (Ausrollung) einsetzt. Im Barrême seien der bischofstabartige *Macroscaphites* (Taf. LIII, 14), im Apt und Alb die hakenförmig gekrümmten *Hamulina*

und *Hamites* erwähnt (Taf. LIV, 4). Während diese Formen auch in die Oberkreide fortsetzen (im Senon noch das unregelmäßig schneckenförmig gewundene *Bostrychoceras*, Taf. LIV, 20), beginnt bei anderen auch ein Skulpturabbau. Das gilt für den schneckenförmig gewundenen *Turrilites* (Albien-Cenoman-Turon), bei dem die Rippen sich in Knotenreihen auflösen (Taf. LIV, 5), und für den geraden *Baculites* (Turon-Senon), der ganz glatt ist (Taf. LIV, 23). Die Lobenlinie zeigt keinen Abbau.

Nachkommen der Sichelripper (Oppelien) treten auch auf; wichtig ist im Apt *Aconeceras*, der vermutlich von *Oppelia subradiata* ausgeht (Taf. LIII, 18).

Die ungekielten Harpoceren *(Haploceras)* kennzeichnen das mediterrane Valendis und sind vielleicht Vorfahren von *Desmoceras* im engeren Sinne (Barrême-Apt), einer weitnabeligen Form mit einfachen Rippen und mäßig zerschlitzter symmetrischer Lobenlinie (Taf. LIII, 23). Von ihm mag die turone Riesenform *Pachydiscus* abstammen, mit im Alter verschwindender Skulptur (Taf. LIV, 10). Die Zugehörigkeit der morphologisch ähnlichen *Saynella* (Barrême-Apt, Taf. LIII, 12) mit asymmetrischem Seitenlobus und von *Puzosia* (Taf. LIII, 21) mit stark zerschlitzter symmetrischer Lobenlinie (Hauterive-Apt) ist fraglich.

Wichtiger sind die Spaltripper, insbesondere der Stamm der Holcostephanen (s. bei Jura). Die meist geblähten Formen haben mehrfach gespaltene Rippen (polyschizotom), oft umbonale Bifurkationsknoten und eine undifferenzierte Außenseite. Genannt seien:

Craspedites — rundlicher Querschnitt, einfache, meist knotige Umbonalrippen, auf der flachen Flanke verschwindend; außen zahlreichere Rippen. In der Wolgastufe typisch boreal, im Valendis-Hauterivien auch in Westeuropa (Taf. XLV, 19).

Polyptychites — am Nabel dick, mit Knotenrippen, die in Bündel aufspalten, sich zuweilen nochmals teilen und nach vorn vorbiegen. Leitformen des norddeutschen Valendis (Taf. LIII, 6).

Simbirskites — einfache Rippen, auf der Flanke in Knoten übergehend und in nach vorn vorgebogene Bündel aufspaltend. Boreal, im Oberhauterivien auch in Westeuropa (Taf. LIII, 10).

Einige mediterrane Verwandte zeichnen sich durch höhere Umgänge aus: *Spiticeras* (Oberjura-Valendis) — weitnabelig, Rippen von Knoten auslaufend und zweimal gespalten (Taf. LIII, 1). *Astieria* (Hauterivien) ähnlich, aber nur am Nabel einmal geteilt, mit Zwischenrippen (Taf. LIII, 11). *Holcodiscus* (Barrême) — eine kleine, evolute Form mit zahlreichen, wenig gespalteten Rippen, Knoten und Einschnürungen (Taf. LIII, 15).

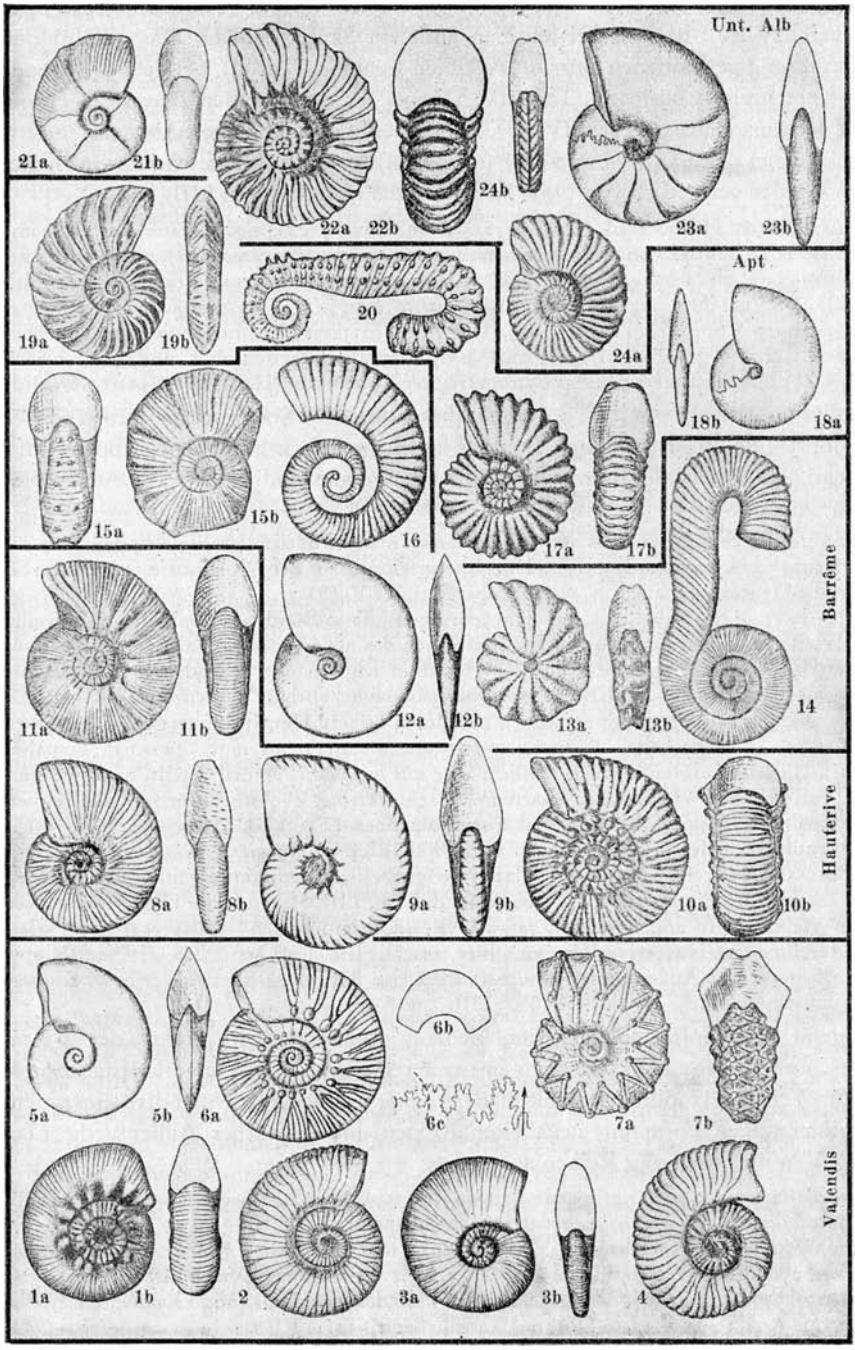
Zu Abbauformen der Holcostephanen stellt WEDEKIND *Garnieria (Platylenticeras)*, den „*Oxynoticeras* der Kreide", einen fast glatten, engnabeligen Ammoniten mit spitzem Querschnitt, leitend im tieferen Valendis Deutschlands (Taf. LIII, 5). Auch die Lobenlinie ist vereinfacht. Vielfach wird angenommen, daß die „Kreidecosmoceraten" *Saynoceras* (Obervalendis) und *Pulchellia* (Hauterive-Barrême) hier anschließen. Das erste hat Zickzack-Rippen zwischen Seiten- und Außenknoten, *Pulchellia* kräftige Rippen, 2 Seitenkiele (bzw. Knotenreihen) und eine einfache Lobenlinie (Taf. LIII, 7 und 13).

Während die Holcostephanen im Neokom verschwinden, erfährt der perisphinctoide Stamm *(Hoplites* im weiteren Sinne) später eine kräftige Entfaltung. Ein Teil der Hopliten wurzelt in *Berriasella* (Tithon-Infravalendis), einer ziemlich hochmündigen Form mit gegabelten Rippen und schwacher Außenfurche (Taf. LIII, 2). Von ihr gehen vier Reihen aus:

a) *Kilianella* — nach vorn verbogene Rippen und Außenfurche (mediterranes Obervalendis und Hauterivien). An *Berriasella privasensis* anschließend (Taf. LIII, 4).

b) *Leopoldia* — mit Nabelknoten, glatter Flanke und zahlreichen Rippen am Außenrand; Außenfurche deutlich. Unsymmetrisch zweispitziger Seitenlobus (Valendis-Hauterive). Beziehungen zu Apt-Hopliten *(bodei)*, *Desmoceras* und *Acanthodiscus* (mit 3 Knotenreihen) sind möglich. An *Berriasella chaperi* (Tithon) anschließend (Taf. LIII, 9).

Tafel LIII, Kreide



Erklärung nebenstehend

c) *Neocomites (Lyticoceras)* — mit nur angedeuteter Außenfurche und zahlreichen teils einfachen, teils gespaltenen Rippen und schwachen Nabelknoten (Valendis-Hauterive). Die Stammform ist *Berriasella pontica,* als Nachkommen können *Crioceras* und *Acanthoplites* gelten (s. unten). (Taf. LIII, 8).

d) *Thurmannia* — mit Nabelknoten, mehrfach gespaltenen Rippen, schwacher Unterbrechung außen, einspitzigem Seitenlobus (Infravalendis-Hauterive). Stammform *Berriasella abscissus* (Tithon). Nachkommen: *Parahoplites* des Apt (Taf. LIII, 3).

Außer diesen „Neokomhopliten" mit kaum angedeuteten Abbauerscheinungen ist *Crioceras* im Hauterive-Barrême wichtig. Er bildet eine offene Spirale und hat 1 bis 3 Knotenreihen auf den Flanken; die äußeren Knoten sind oft zu Stacheln verlängert (Taf. LIII, 16). *Ancyloceras* (Apt) beginnt ähnlich, wird dann gerade und zum Schluß hakenförmig (Taf. LIII, 20).

Die Reihe zeigt also einen Abbau der Form und der Skulptur (sekundäre Einfachripper).

Auf den genannten Formen beruht die Gliederung des Neokoms in fünf Stufen und bis 37 Zonen (s. Tab. XI).

Das Albien hat in bezug auf Cephalopoden eine vermittelnde Stellung. Vielfach sind die Beziehungen zum Apt aber so eng, daß beide als Gault zusammengefaßt werden. Dieses Gault (im weiteren Sinne) ist die Zeit der echten H o p l i t e n , die aber auf mehrere Stammformen zurückgehen. WEDEKIND unterscheidet Abbauspaltripper *(Parahoplites),* Abbaugabelripper *(Hoplites, Sonneratia)* und Abbaueinfachripper *(Douvilleiceras),* doch ist die Einordnung zum Teil unsicher. Die wichtigsten Typen sind:

A. a) *Parahoplites;* mit abgeflachter Außenseite, Apt.
   b) *Parahoplitoides (deshayesi);* ähnlich, aber mit spitzerer Außenseite und einfacheren Rippen, Apt und Unteralb (Taf. LIII, 19).
   c) *Hoplites dentatus*-Gruppe; kräftig berippt, ohne Knoten, mit schwacher Furche, Mittelalb (Taf. LIV, 1).
   d) *Euhoplites (lautus);* mit Umbonal- und Außen-Knoten, zwischen denen gespaltene, kräftigere Rippen laufen. Außenfurche deutlich (Taf. LIV, 3).

B. a) *Acanthoplites;* mit kräftigen, zum Teil nach außen verbreiterten Rippen, die höchstens einmal gegabelt sind. Apt *(furcatus),* Alb *(milleti,* Taf. LIII, 17).
   b) *Anahoplites (splendens),* engnabelig, mit abgeflachten Flanken und schwacher Berippung. Unteralb (Taf. LIV, 2).
   c) *Callihoplites (auritus);* stark beknotet und berippt; Rippen einfach gegabelt; Außenfurche, breiter Querschnitt. Oberalb.

Tafel LIII (S. 506): Ammoniten der Unterkreide

V a l e n d i s : 1. a und b *Spiticeras;* 2. *Berriasella privasensis;* 3. a und b *Thurmannia thurmanni;* 4. *Kilianella;* 5. a und b *Platylenticeras;* 6. a, b und c *Polyptychites polyptychus;* 7. a und b *Saynoceras verrucosum.*

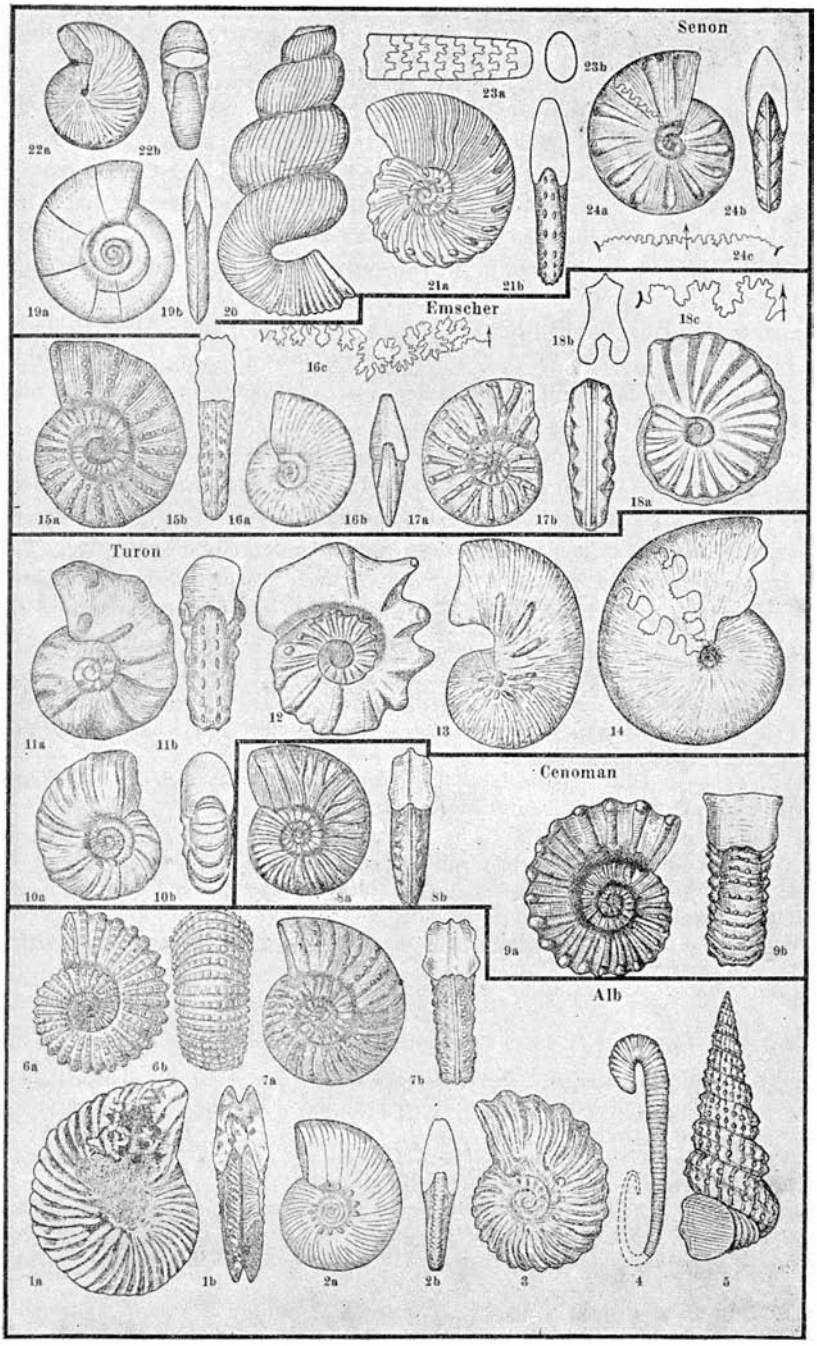
H a u t e r i v e : 8. a und b *Neocomites,* Valendis-Hauterive; 9. a und b *Leopoldia leopoldi;* 10. a und b *Simbirskites decheni;* 11. a und b *Astieria astieri.*

B a r r ê m e : 12. a und b *Saynella,* Hauterive-Apt; 13. a und b *Pulchellia,* Hauterive-Barrême; 14. *Macroscaphites yvani;* 15. a und b *Holcodiscus;* 16. *Crioceras.*

A p t : 17. a und b *Acanthoplites,* Apt-Unteralb; 18. a und b *Aconeceras nisum;* 19. a und b *Parahoplitoides deshayesi;* 20. *Ancyloceras matheroni.*

U n t e r a l b : 21. a und b *Puzosia,* Apt-Alb; 22. a und b *Sonneratia dutemplei;* 23. a und b *Desmoceras,* Apt-Alb; 24. a und b *Leymeriella.*

Tafel LIV, Kreide



Erklärung nebenstehend

d) *Sonneratia;* mit Gabelrippen, die am Gabelpunkt geknotet sind; Querschnitt breit, gelegentlich außen zugespitzt. Apt-Alb (Taf. LIII, 22).

Neben diesen Gruppen, die wohl auf *Thurmannia* und *Neocomites* zurückgehen, setzen zwei weitere *(Acanthoceras, Schloenbachia)* in die Oberkreide fort:

C. a) *Douvilleiceras;* mit breitem Querschnitt und weitem Nabel. Die Rippen mit Knotenbesatz sind einfach, nach außen verbreitert und von einer Medianfurche unterbrochen (Taf. LIV, 6).

b) *Acanthoceras* entwickelt sich daraus im Cenoman; die meist einfachen, aber beknoteten Rippen setzen über die Außenseite hinweg (Taf. LIV, 9).

c) Im Turon entsteht ein medianer Knotenkiel und die Rippen lösen sich in Knotenreihen auf *(Acanthoceras woolgari = Prionotropis)* (Taf. LIV, 12).

d) Im Emscher setzt *Barroisiceras* mit hohem Querschnitt und abgeplatteter Außenseite diese Reihe fort. (Taf. LIV, 18).

e) Andere Acanthoceraten haben im Turon statt des Kieles eine flache Außenseite, mit ähnlicher Auflösung der Rippen in Knoten und Dornen am Außenrande — *Mammites.* (Taf. LIV, 11).

f) Im Emscher wird auch der Zweig e hochmündig, das Gehäuse scheibenförmig und die Skulptur wird weiter abgebaut. *Placenticeras:* mit 2 Randkielen, fast glatt (Emscher-Untersenon, Taf. LIV, 16). *Hauericeras:* mit schwachen Rippen und Knoten (Untersenon, Taf. LIV, 19). *Dechenoceras:* mit Knotenreihen am Außenrande (Senon, Taf. LIV, 21). Die Lobenlinie dieser Gruppe zeigt eine starke Verfaltung und Aufspaltung des Seitenlobus.

D. Ferner erscheinen im Gault die Schloenbachien, durch die Ausbildung eines Mediankieles und den Abbau von Gabelrippen zu Einfachrippen gekennzeichnet.

a) *Leymeriella* (Unteralb) flach scheibenförmig mit abgeflachter Außenseite.

b) Im höheren Alb herrschen noch Schloenbachien mit dickerem Querschnitt *(Inflaticeras),* Kiel und teilweise gegabelten Rippen und Knoten an der Gabelung und am Außensaume (Taf. LIV, 7).

c) Bei der cenomanen *Schloenbachia* (s. str.) ist der Querschnitt höher; die Gabelung der Rippen liegt auf der Flanke, die Rippen enden am Außenrand in Knoten und der Kiel ist scharf. Im Turon sind die Rippen auf dem letzten Umgang einfach. Bei der Lobenlinie gehen Kerben und Zacken verloren (Taf. LIV, 8).

d) Im Emscher und Senon sind auch noch gekielte, weitgenabelte Formen *(Mortoniceras, Gauthiericeras, Peroniceras)* bekannt, die einen viereckig-ovalen Querschnitt besitzen. Die Rippen lösen sich in Knotenreihen auf. Die Vereinfachung der Lobenlinie geht weiter (Taf. LIV, 15 und 17).

Tafel LIV (S. 508): Ammoniten der Oberkreide

Alb (Mittel- und Oberalb): 1. a und b *Hoplites dentatus;* 2. a und b *Anahoplites splendens;* 3. *Euhoplites lautus;* 4. *Hamites;* 5. *Turrilites catenatus;* 6. a und b *Douvilleiceras mammillare;* 7. a und b *Inflaticeras inflatum.*

Cenoman: 8. a und b *Schloenbachia varians;* 9. a und b *Acanthoceras rhotomagense.*

Turon: 10. a und b *Pachydiscus peramplus;* 11. a und b *Mammites nodosoides;* 12. *Prionotropis woolgari;* 13. *Scaphites geinitzi;* 14. *Tissotia ewaldi.*

Emscher: 15. a und b *Mortoniceras texanum;* 16. a, b und c *Placenticeras placenta;* 17. a und b *Gauthiericeras margae;* 18. a, b und c *Barroisiceras haberfellneri.*

Senon: 19. a und b *Hauericeras pseudogardeni;* 20. *Bostrychoceras polyplocum;* 21. a und b *Dechenoceras coesfeldiense;* 22. a und b *Scaphites constrictus;* 23. a und b *Baculites faujasi;* 24. a, b und c *Indoceras.*

E. An Stelle der abnehmenden gekielten Abbaugabelripper (Schloenbachien), Abbaueinfachripper (Acanthoceraten) und der im Cenoman verschwindenden echten Hopliten erscheinen in der Oberkreide die Scaphiten, welche keinen Abbau der Skulptur und Lobenlinie, dafür aber einen Formabbau erleiden. Es sind typische Spaltripper mit Bündelrippen und aufgesetzten Knoten- oder Dornen-Reihen. Im Gegensatz zu *Hoplites* fehlt die Außenfurche; die einfache Berippung und die besondere Art der Ausrottung (Kahnform) unterscheidet sie von älteren „Abrollammoniten" *(Crioceras)*. Die Scaphiten erscheinen im Cenoman *(Scaphites aequalis)* und sind mehrfach im Turon *(Scaphites geinitzi)* und Senon *(Scaphites constrictus)* leitend (Taf. LIV, 13 und 22).

F. Schließlich ist in der Oberkreide noch die Gruppe der „Kreideceratiten" wichtig, mit einem kennzeichnenden Abbau der Sutur, der meist mit einem Rippenabbau Hand in Hand geht. Der Abbau der Sutur beginnt damit, daß in den Sätteln die Kerben verschiedener Ordnung sich angleichen, im Scheitel der medianen Sättel aber meist eine Zacke bestehen bleibt; die Zackung der Loben ist also eine Reduktionserscheinung (Pseudoceratiten). Diese Formen sind meist engnabelig und hochmündig. Genannt seien:

a) *Tissotia* — mit außen zugespitztem Querschnitt, glatt oder mit schwachen Knoten. Cenoman und Turon der Tethys (Taf. LIV, 14).

b) *Buchiceras* — „ceratitenartig" berippt, mit breiter, glatter Außenseite. Senon der Tethys und Nordamerikas.

c) *Indoceras* — spitz scheibenförmig, mit einfachen Rippen, 2 Knotenreihen und sehr zahlreichen gezackten Loben. Obersenon, Tethys (Taf. LIV, 24).

Während sich im Alb noch drei Unterstufen und etwa 21 Zonen durch Ammoniten ausscheiden lassen, sind die höheren Stufen zwar durch einige Ammonitengruppen gekennzeichnet, diese treten aber mengenmäßig zurück, so daß eine lückenlose Zonenfolge nach Ammoniten nicht vorliegt.

Dibranchiaten. Die Belemniten haben in der Kreide noch mehr Bedeutung als im Jura. Die Einteilung kann im Anschluß an STOLLEY so erfolgen:

Acroteuthis (subquadrati): mit eckigem Querschnitt, ventral abgeplattet; die Spitze ist abgesetzt, ventral und dorsal zugeschärft. Apicallinie ventral, exzentrisch. Vorwiegend im Valendis, von den borealen *absoluti* oder den *paxillosi* des Jura abstammend (Taf. LV, 1).

Hibolites (und *Pseudobelus):* mit geraden Laterallinien (oft Doppellinien). Vorwiegend Hauterive *(jaculum, pistilliformis)* Süd- und Mitteleuropa. Stammt vielleicht von den *hastati* ab (Taf. LV, 2 und 3).

Neohibolites: gedrungener Bau, Dorsolateralfurchen, kurzer Ventralschlitz. In Mitteleuropa häufig; Reihe: *Neohibolites ewaldi* (Apt-Alb), *Neohibolites minimus* (Oberalb), *Neohibolites ultimus* (Cenoman). Taf. LV, 6.

Oxyteuthis (brunsvicensis); ohne Ventralschlitz, Laterallinien auf die Ventralseite umschwenkend. Norddeutschland. (Oberhauterive-Barrême.) Taf. LV, 4.

Duvalia (Notocoeli): lateral stark abgeplattet, dorsale Alveolarfurche. (Hauterive-Barrême) Taf. LV, 5.

Actinocamax: mit tiefer kurzer Ventralfurche und flacher Alveole; Oberfläche meist gekörnelt. Stratigraphisch wichtig: *Actinocamax westfalicus* (Emscher), *Actinocamax*

granulatus (Granulaten-Senon), *Actinocamax quadratus* und *Actinocamax mammillatus* (Quadraten-Senon) Taf. LV, 7.

Belemnitella: tiefe Alveolarfurche, tiefe Alveole, verzweigte Gefäßeindrücke auf der Oberfläche. Leitend im Obersenon *(Belemnitella mucronata,* Taf. LV, 8).

Arthropoden. Bei den Krebsen ist die starke Entwicklung der Rankenfüßler in der obersten Kreide bemerkenswert, unter denen die gestielten Lepadiden (Entenmuscheln) bei weitem vorwiegen *(Pollicipes, Scalpellum).*

Auch Ostracoden sind in den brackischen und limnischen Bildungen häufig, so *Cypridea* (punktiert mit Kerbe am Unterrand), die massenhaft in Wealdentonen vorkommt (Taf. LII, 18), *Cythereis* (mit Schalenskulptur) im Gault und *Bairdia* mit glatter, spitzovaler Schale.

Bei den Decapoden sind sowohl die Macruren, als auch die Krabben voll entwickelt. Bei den ersten seien die scherenlosen Glypheiden *(Meyeria, Glyphea)* und besonders in der Oberkreide die scherentragende *Callianassa* genannt (Taf. LII, 17). Auch die Brachyuren sind in der obersten Kreide häufig, besonders die breite *Dromiopsis* (Taf. LII, 16) und die hier zuerst erscheinende Familie der Raniniden mit vorn verbreitertem Cephalothorax.

Von den Arachnoideen und Insekten ist in der Kreide wenig bekannt.

Echinodermen. Die Bedeutung der Crinoiden wird in der Kreide geringer. Es ist eigenartig, daß hier die häufigeren Formen entweder kurze und abnorm gestaltete Stiele besitzen, wie *Bourgueticrinus* (Taf. LV, 10) und *Eugeniacrinus,* oder überhaupt stiellos werden, z. B.: *Marsupites* (leitend im Granulaten-Senon) mit großen, gestreiften Platten und vergabelten Armen (Taf. LV, 11); *Uintacrinus* (Senon), mit zahlreichen kleinen Platten; *Antedon* (Cenoman bis Gegenwart), kleine Kelche mit 10 langen, nicht vergabelten aber von Pinnulae besetzten Armen. Neben diesen Formen tritt eigentlich nur *Pentacrinus* etwas häufiger auf.

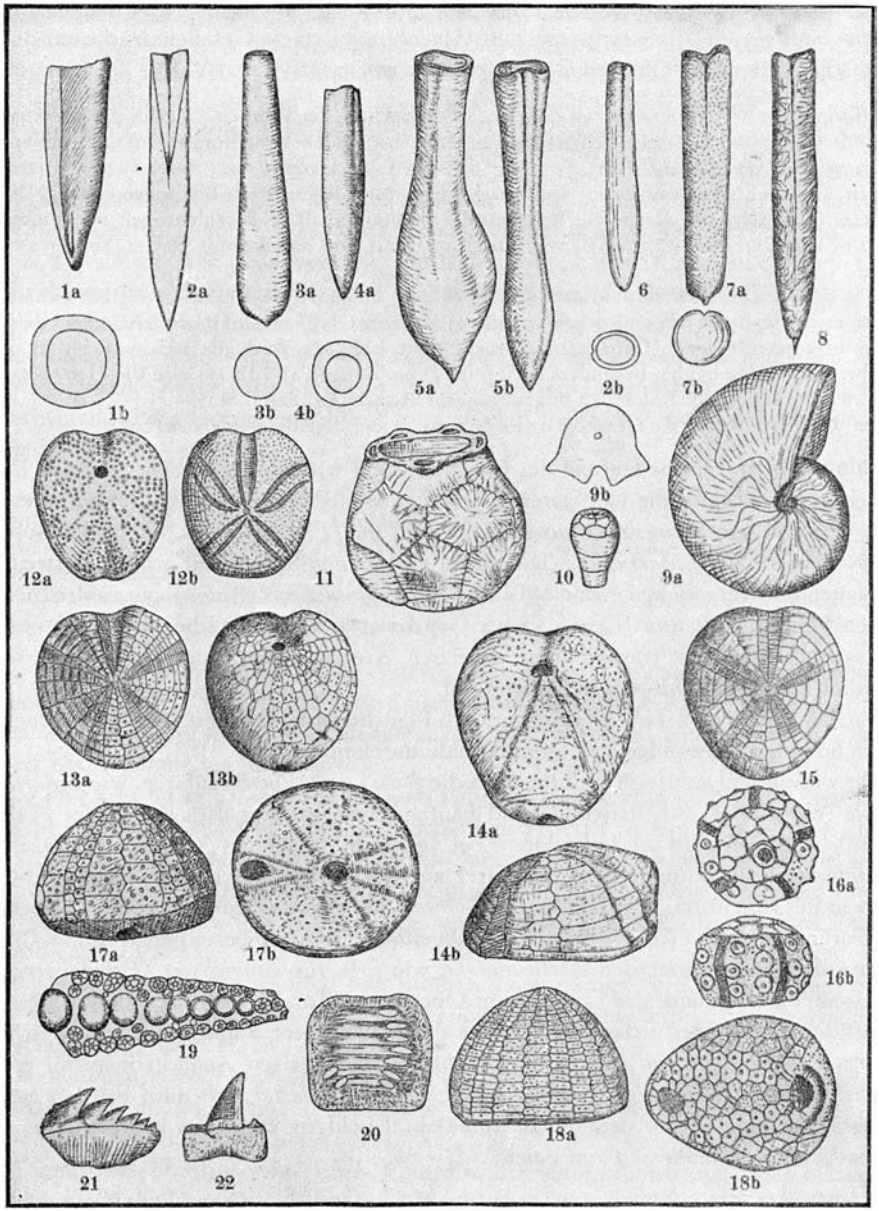
Von den Asterozoen sei erwähnt, daß Plättchen von See- und Schlangensternen in den Schlämmrückständen der Schreibkreide unselten sind.

Sehr wichtig und zahlreich sind dagegen die Seeigel. Die Regulären, wie *Cidaris, Salenia* (mit großem Scheitelschild) sind häufig, aber stratigraphisch indifferent (Taf. LV, 16). Wichtiger sind die Irregulären: bei den Gebißtragenden *(Gnathostomata)* ist *Discoidea* (mit 10 Radialleisten und After auf der Unterseite) im Cenoman häufig, während der kegelförmige *Echinoconus (Galerites)* mit randlichem After eine Leitform des Turon darstellt (Taf. LV, 17). Die Kegelform ist auch bezeichnend für Kalkschlamm-Bewohner unter den *Atelostomata,* wie z. B. für *Ananchytes (Echinocorys),* mit zweilippigem Mund, die Leitform im Obersenon (Taf. LV, 18); der ähnliche *Hemipneustes* mit Vorderfurche kennzeichnet die Maastrichter Stufe. Daneben herrscht bei den *Atelostomata* die Herzform, sowohl bei den übrigen Ananchytinae mit parallelen Ambulakralstreifen *(Holaster* Taf. LV, 13; *Cardiaster),* als auch bei den nun häufigen Spatangiden mit petaloiden Ambulakral-Feldern, die meist in Furchen eingesenkt sind; zu nennen sind von ihnen:

Toxaster — vorderes Ambulakrum in Furche, Ambulakralfelder subpetaloid, Mund randlich. Örtlich leitend im Neokom (Taf. LV, 12).

Micraster — deutlich herzförmig mit gebuchtetem Vorderrand, vorderes Ambulakrum in seichter Furche, aber auch die übrigen vertieft, die beiden vorderen länger. Leitend im Turon *(Micraster leskei, Micraster cortestudinarium, Micraster coranguinum, Micraster breviporus),* aber auch im tieferen Senon unselten (Taf. LV, 14 und 15).

Tafel LV, Kreide



Erklärung nebenstehend

Infulaster (Turon) — bischofsmützenförmig, gleichsam eigenartige Mittelform zwischen dem Herz- und dem Kegeltypus.

Wirbeltiere. Bei den **Fischen** sind die Selachier in der Oberkreide durch modern anmutende Typen von Haien mit langen, spitzen Zähnen *(Lamna, Notidanus)* vertreten (Taf. LV, 21 und 22); auch die breiten Pflasterzähne von Rochen *(Ptychodus)* sind dort häufig (Taf. LV, 20).

Von den Holostei (S. 447) sind in der Unterkreide noch hochkörperige Pycnodonten mit Pflastergebiß *(Gyrodus, Mesodon)* vorhanden (Taf. LV, 19). In der Oberkreide sind Teleostei mit verknöcherter Wirbelsäule und dachziegelartigen Cycloidschuppen ohne Schmelzbesatz häufiger, insbesondere die Isospondylen, welche auf *Leptolepis* des Jura zurückgehen und mit den rezenten Heringen verwandt sind.

Während die **Amphibien** in der Kreide nicht besonders hervortreten, entwickeln sich die **Reptilien** zu einer enormen Mannigfaltigkeit und zeigen eine Spezialisierung, welche diejenige der Säuger vorwegnimmt.

Eingangs sei erwähnt, daß Schildkrötenreste recht häufig sind, auch Crocodilier treten unselten auf *(Machimosaurus* im Weald). Von marinen Reptilien sind Plesiosaurier in der Unter-, Ichthyosaurier noch in der Oberkreide bekannt; bei letzteren entwickeln sich spezialisierte Formen mit reduziertem Gebiß *(Ophthalmosaurus).* Wichtiger sind die Mosasauriden, schlangenähnliche Raubechsen, welche 12 m Länge erreichen (Taf. LVI, 2).

Die Flugsaurier setzen auch fort und entwickeln in dem *Pteranodon* (Oberkreide) Segelflieger von 7 m Flügelspannweite. *Pteranodon* hat einen langen, zahnlosen Schnabel, einen stark nach hinten verlängerten Hinterhauptskamm und einen sehr kurzen Schwanz (Taf. LVII, 2).

Die Landsaurier oder Dinosaurier schließen an die schon früher begonnene Entwicklung an (S. 449). Die Saurischier mit normalem, d. h. nach Eidechsenart gebauten Becken enthalten in der Unterordnung der Pachypodosaurier gewaltige Räuber, wie *Tyrannosaurus* (amerikanische Oberkreide) mit kräftigem Gebiß und einer Körperlänge bis zu 15 m (Taf. LVI, 4 bis 6). Die Extremitäten waren dreifingerig und mit starken Krallen bewehrt, die vorderen wesentlich kürzer als die hinteren. Diese Formen waren also biped, ebenso wie in der Unterordnung der Coelurosaurier die schlanker gebauten, zahnlosen Ornithomimen der Oberkreide, welche auffallend an Laufvögel erinnern.

Tafel LV (S. 512): Kreide; Belemniten, Nautilus, Echinodermen, Fische

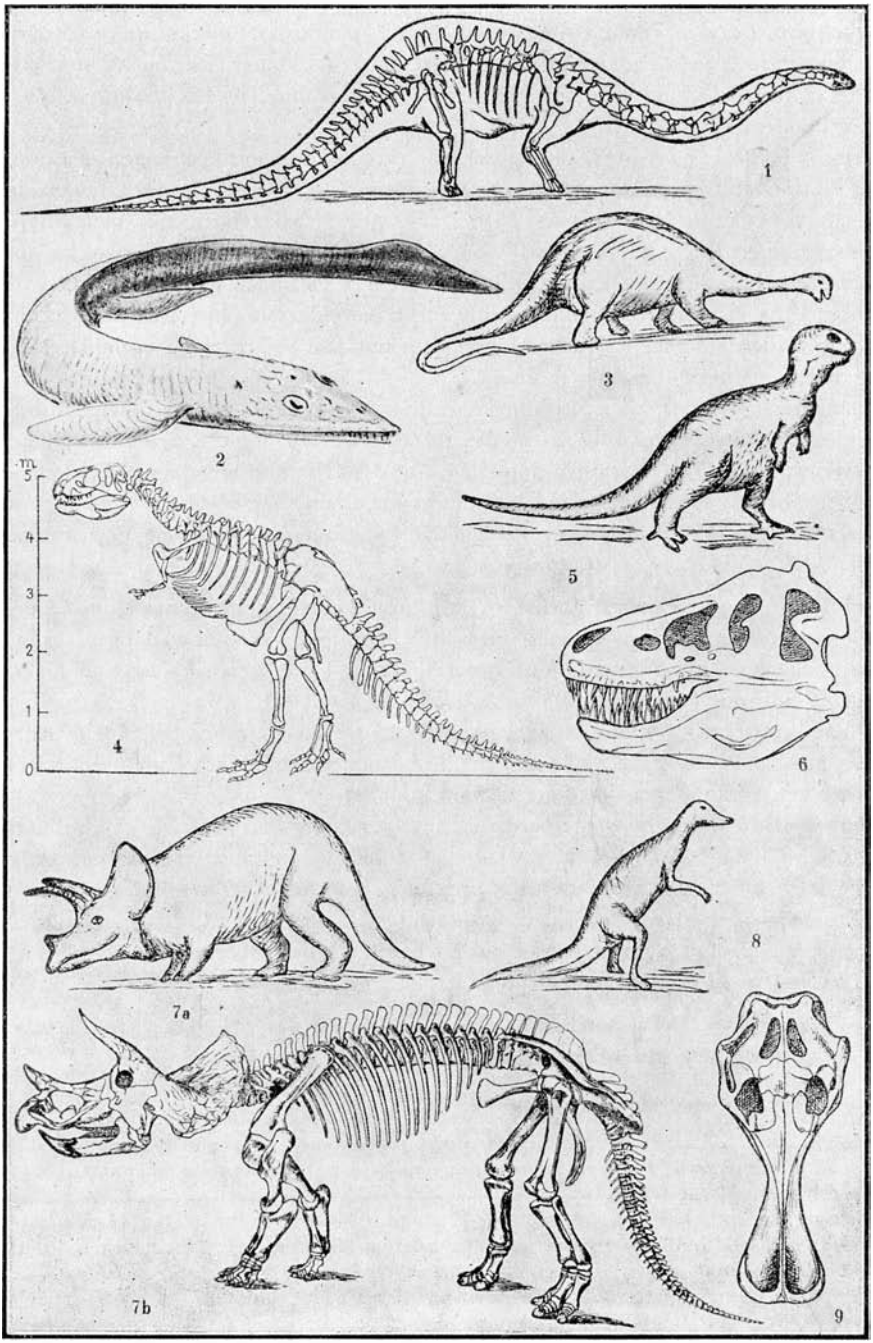
1. a und b *Acroteuthis subquadratus;* 2. a und b *Hibolites semicanaliculatus;* 3. a und b *Pseudobelus pistilliformis;* 4. a und b *Oxyteuthis brunsvicensis;* 5. a und b *Duvalia lata;* 6. *Neohibolites minimus;* 7. a und b *Actinocamax quadratus;* 8. *Belemnitella mucronata.*

9. a und b *Hercoglossa danica.*

10. *Bourgueticrinus;* 11. *Marsupites ornatus;* 12 a und b *Toxaster complanatus;* 13. *Holaster subglobosus;* 14. a und b *Micraster leskei;* 15. *Micraster cortestudinarium;* 16. a und b *Salenia;* 17. a und b *Echinoconus vulgaris;* 18. a und b *Ananchytes (Echinocorys) ovata.*

19. *Gyrodus,* Gaumenplatte; 20. *Ptychodus latissimus;* 21. *Notidanus* (Kreide-Tertiär); 22. *Lamna* (Kreide-Tertiär).

Tafel LVI, Kreide



Erklärung nebenstehend

Die dritte Gruppe der Saurischia, die Sauropoden, welche schon im Oberjura den 13 m hohen *Brachiosaurus* lieferte (S. 449), ist aus der Unterkreide Amerikas durch weitere Riesen bekannt. Kennzeichnend sind die (sekundäre) (Vierbeinigkeit, der sehr lange Hals, die säulenförmigen, elefantenähnlichen Beine, der lange Schwanz und das an Pflanzennahrung angepaßte Gebiß. Die bekanntesten Typen der Unterkreide sind *Brontosaurus* (Taf. LVI, 3, etwa 20 bis 30 m lang) und *Diplodocus* (Taf. LVI, 1, etwa 30 m lang); in der Oberkreide ist noch *Titanosaurus* vorhanden, mit kurzen Vorderfüßen. Höhlungen in den Wirbeln erleichtern das Gewicht, welches immerhin nach SCHUCHERT 30 Tonnen erreicht haben mag, bei nur 1 Pfund Gehirngewicht. Die Formen waren wohl Sumpfbewohner.

Die andere Abteilung der Dinosaurier – die Ornithischier – hat ein vogelähnlich gebautes Becken und einen kürzeren Hals. Auch hier ist eine aufrecht schreitende und eine vierbeinige Gruppe zu unterscheiden.

Unter den bipeden Ornithischiern hat *Iguanodon* aus dem Weald besondere Berühmtheit erlangt, nachdem in steilwandigen Hohlraumfüllungen des belgischen Kohlenkalkes von Bernissart 29 Skelette gefunden wurden. Fährten mit 3 Zehen von 20 cm Länge sind in dem deutschen Wealdensandstein unselten. Diese langschwänzigen Formen hatten bis 10 m Länge und 6 m Höhe. Die vorderen Extremitäten besaßen 5 Finger, von denen der erste zu einem spitzen Stachel verwachsen war. Kennzeichnend sind die durch Abplattung und Kerbung auf Zerschneiden fester Pflanzennahrung spezialisierten Zähne, ferner der Hornschnabel. Der Gang war nach ABEL hüpfend, mit Unterstützung des Schwanzes (Känguruh-artig, Taf. LVII, 1).

Das ebenfalls im Wealden vorkommende *Hypsilophodon* mit opponierbarer erster Zehe war ein Baumbewohner. Das senone *Trachodon* aus Nordamerika mit „Entenschnabel" und zahnreichem „Magazin"-Gebiß ist durch die Funde von mumifizierter Haut berühmt geworden (Taf. LVI, 8 und 9).

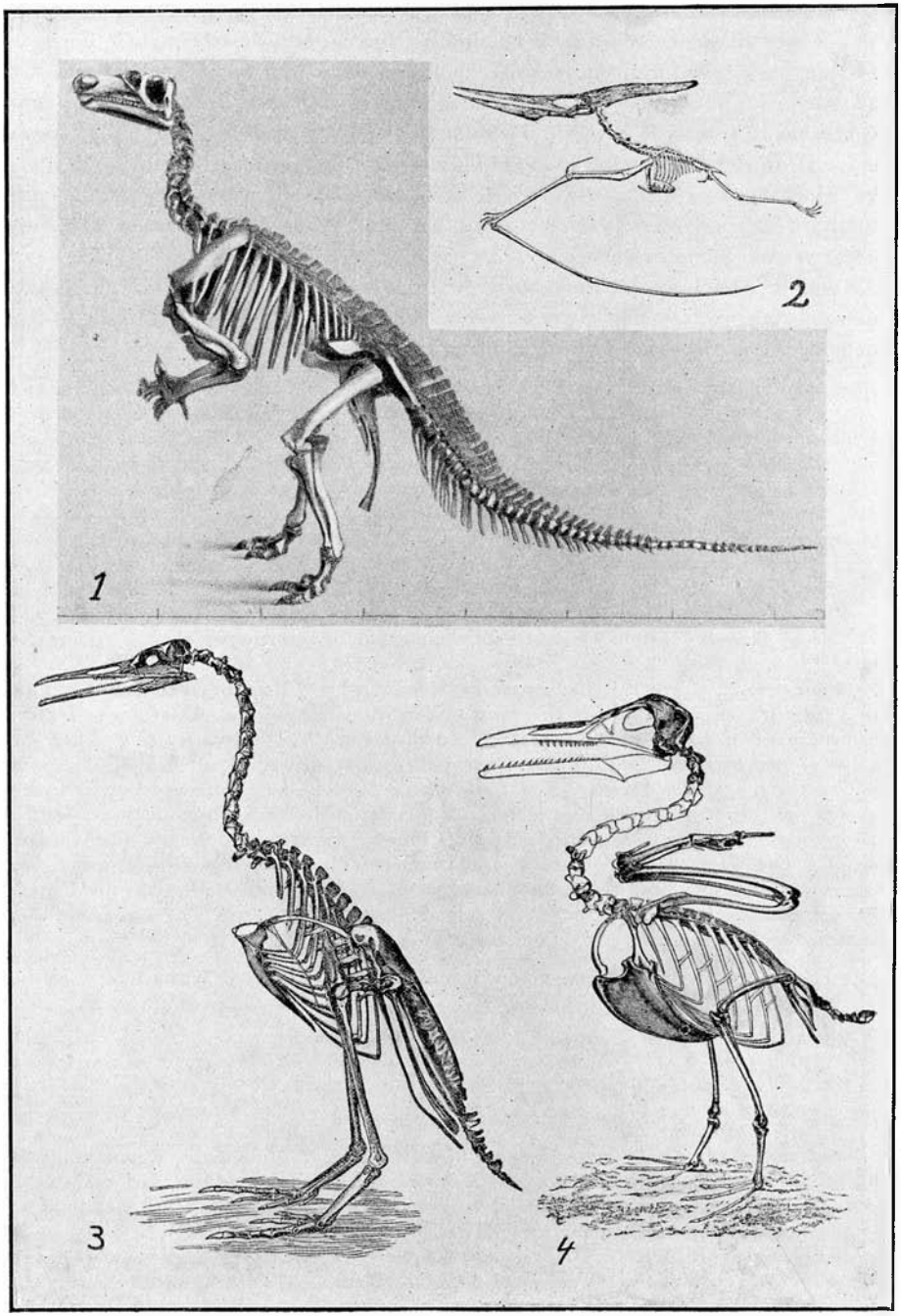
Die andere Gruppe der Ornithischier ist durch kurzen Hals, Vierbeinigkeit und durch die solide Panzerung ausgezeichnet. Drei Typen sind wichtig: *Stegosaurus* (Oberjura — Unterkreide) mit kleinem Kopf und 2 Rückenkämmen aus großen Knochenplatten (Taf. XLIX, 2). *Nodosaurus* von breit gedrungenem Bau, mit niedrigen Stachelreihen auf dem Rücken und einer Decke von kräftigen Hautknochen. *Ceratopsidae* — wohl die abenteuerlichsten Formen überhaupt, mit großem Schädel (aber sehr kleinem Gehirn), der nach hinten in einem breiten Knochenkragen (Nackenschild) endet und spitze Hörner zwischen den Augen oder auf der Nase trägt. Die Seitenzähne sind breite Kauzähne, vor ihnen liegt ein Hornschnabel. Die dicken Füße haben hufeisenförmige Endphalangen. Der ältere *Protoceratops* aus der Unterkreide der Mongolei war klein; berühmt sind die Funde von Eiern. *Triceratops* aus der amerikanischen Oberkreide erreichte 8 m Länge (Taf. LVI, 7).

Alle Dinosaurier verschwinden plötzlich am Ende der Oberkreide, nachdem sie die größte Differenzierung und gewaltige Dimensionen erreicht haben. Von der Trias bis zur Oberkreide sind nach v. HUENE 220 Gattungen bekannt.

Tafel LVI (S. 514): Saurier der Kreide

1. *Diplodocus*, nach ABEL, etwa $^1/_{200}$ natürlicher Größe; 2. *Mosasaurus*, Rekonstruktion nach JAEKEL, etwa $^1/_{66}$ natürlicher Größe; 3. *Brontosaurus*, Rekonstruktion nach OSBORN, etwa $^1/_{330}$ natürlicher Größe; 4. *Tyrannosaurus*, etwa $^1/_{110}$ natürlicher Größe, nach OSBORN; 5. *Tyrannosaurus*, Rekonstruktion, etwa $^1/_{160}$ natürlicher Größe, nach OSBORN; 6. *Tyrannosaurus*, Schädel nach OSBORN; 7. b *Triceratops*, Skelett, nach MARSH, etwa $^1/_{77}$ natürlicher Größe; 8. *Trachodon*, Rekonstruktion, nach OSBORN, etwa $^1/_{77}$ natürlicher Größe; 9. *Trachodon*, Schädel, nach COPE, etwa $^1/_{13}$ natürlicher Größe.

Tafel LVII, Kreide



Erklärung nebenstehend

Bemerkenswert ist die Entwicklung der **Vögel,** welche in der Oberkreide noch Zähne tragen, die entweder in Einzelgruben oder in einer gemeinsamen Furche lagen. Die Zähne fehlen im vorderen Teil des Schnabels. *Ichthyornis* war ein möwengroßer Flieger mit langem Hals, gut entwickelten Flügeln, Brustkiel und pneumatischen Knochen (Taf. LVII, 4). *Hesperornis* hatte einen langen Hals, verkümmerte vordere Extremitäten und große Füße, die vor allem zum Schwimmen dienten. Die 1 bis $1^1/_2$ m hohen Formen waren gut an das Wasserleben angepaßte Tauchvögel (Taf. LVII, 3).

Von **Säugern** sind in der Kreide nur multituberculate Zähnchen häufiger (Plagiaulacidae, Ptilodontidae). PATTERSON erwähnt 1951 frühkretazische Triconodonten aus Texas (Am. J. of Sc. 249). Beuteltiere sind in der Oberkreide durch Didelphiden (Opossum) vertreten, von placentalen Säugern erscheinen Insectivoren *(Deltatheridium);* auch andere Ordnungen höherer Säugetiere haben ihre Wurzeln in der Kreide.

2. Regionale Verteilung der Kreide

Eine große Transgression im Alb-Cenoman, der Callovien-Transgression vergleichbar, gliedert die Kreide in zwei auch faziell recht verschiedene Teile. Der Rhythmus und die Verteilung erinnern an den Jura, so daß die gleiche Darstellungsfolge benutzt werden kann.

A. Westeuropa

Unterkreide (marines Neokom und brackisch-limnisches Wealden). Die biostratigraphische Gliederung siehe Tabelle XI.

Die kimmerische Gebirgsbildung hat große Bereiche Mitteleuropas dem Meere entzogen; daher bestehen zuerst nur einzelne Becken, welche sich dann fortschreitend zu einem einheitlichen Troge zusammenschließen. Drei Gebiete seien unterschieden:

I. Nordwestdeutschland und Nordsee. Bekannt ist vor allem der Ost–West verlaufende Südsaum zwischen Bentheim und dem Harzvorland. Über lagunärem Oberjura beginnt die Kreide mit dem ebenfalls brackisch-limnischen Wealden, welches nordwärts auf 400 m anschwillt. Im Bereich zweier Vorsprünge der Uferlinie nach Norden (Münsterland, Hildesheim) herrschen Sandsteine mit Pflanzen, Kohlenflözen (Deister), Iguanodontenfährten, zum Teil mit Ölführung. Vielleicht entsprechen diese Sandsteinlinsen zwei Flußdeltas (s. Abb. 160). In den Buchten dazwischen bilden sich bituminöse Tone mit massenhaften *Cyrena, Unio, Paludina, Pseudoglauconia, Cypridea.*

Tafel LVII (S. 516): Saurier und Vögel der Kreide

1. *Iguanodon bernissartense* nach DOLLO aus JAEKEL, etwa $^1/_{66}$ natürlicher Größe; 2. *Pteranodon,* Rekonstruktion, nach EATON aus JAEKEL; 3. *Hesperornis,* nach MARSH aus JAEKEL, etwa $^1/_{11}$ natürlicher Größe; 4. *Ichthyornis,* nach MARSH aus JAEKEL, etwa $^3/_{10}$ natürlicher Größe.

Das Wealden Nordwestdeutschlands entspricht der Infravalendis-Stufe. Im Valendis beginnen Meeresvorstöße, aber die jüngste Phase der kimmerischen Tektogenese (Hils-Phase) drängt das Meer wieder zurück; erst vom oberen Valendis an dringt dieses wieder schrittweise (Abb. 161) vor. Die Transgression ist im Harzvorland mit Abtragung älterer Schichten verbunden, wobei in der Transgressionszone durch Aufarbeitung der eisenreichen Lesesteindecken des Doggers und Lias Trümmererze von praktischer Bedeutung entstehen (Salzgitter).

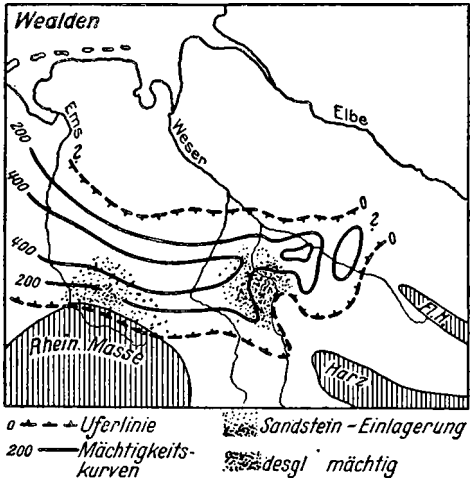


Abb. 160. Wealdenbecken.
Nach G. RICHTER.

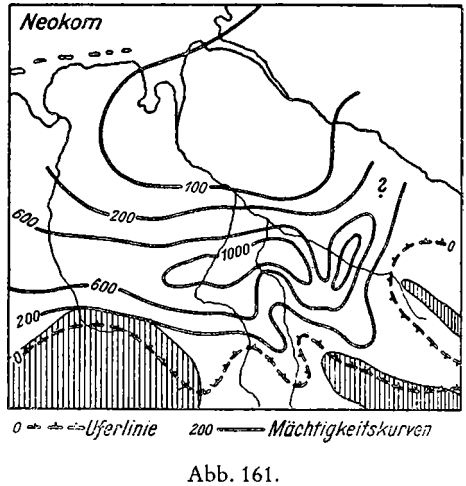


Abb. 161.
Norddeutsches marines Neokombecken.
Nach G. RICHTER.

Während im Infravalendis nördlich vom Wealdenbecken das „cimbrische Land" (S. 460) bestand, erstreckte sich etwas später das Unterkreidemeer nach Norden in das heutige Nordseegebiet. Gegen Nordosten war es, wenigstens zeitweise, von einer NW-SO verlaufenden Schwelle begrenzt, die etwa im Raume der unteren Elbe zwischen Magdeburg und Hamburg lag und das nordwestdeutsche (niedersächsische) Becken von dem limnischen Wealdenbecken Ostdeutschlands trennte (Abb. 161 und 163). Während RIEDEL (1938) hier ein zusammenhängendes Festlandsgebiet annimmt, welches erst vom Apt an überflutet wurde, läßt G. RICHTER (1938) diese Schwelle nicht so weit nach Nordwesten vorstoßen. Eine gelegentliche Verbindung quer dazu mit dem polnischen Becken ist auch aus faunistischen Gründen wahrscheinlich. Jedenfalls ist aber eine hercynisch (NW-SO) gerichtete Schwelle im unteren Elbegebiet vorhanden und auch später und früher (Rhät-Malm, S. 461) nachzuweisen. Nach POMPECKJ, welcher dieselbe erstmalig für das ältere Paläozoikum aus faunistischen Gründen annahm, wurde sie 1926 von HAACK erstmalig als Pompeckj-Schwelle bezeichnet. Nach SEITZ (1949) war die Schwelle in der Unterkreide kein geschlossenes Landgebiet, sondern ein Flachmeer mit zahlreichen Inseln und Untiefen, wie aus der Verteilung der Eisenerze vom Salzgitter-Typus hervorgeht.

Das Neokommeer (Valendis-Apt) greift südwärts bis zum Egge-Gebirge und Harz vor und lagert eine Schichtenfolge ab, die von wenigen Metern am Südrande bis 1000 m im Norden zunimmt (Abb. 161). Die Fazies ist teils tonig und dann durch Ammoniten gut gegliedert (Hilstone, s. Tabelle XI), teils sandig; die Sandsteine sind unten hell

und fossilarm (Neokom-Sandstein, Osning-Sandstein), oben grünlich, d. h. glaukonitführend. Diese Fazies geht noch ins Unteralb hinauf (s. S. 520).

Diese Ausbildung kann als südlicher Saum einer „Kreide-Nordsee" gelten, von der in Ostengland Spuren in Gestalt der Speeton-Tone vorliegen. Auch hier beginnt die Ammonitenfolge erst mit dem Valendis, aber die liegenden Tone mit Phosphatknollen enthalten marine Fossilien der Übergangszonen zum Jura.

Vom Rheinischen Schiefergebirge und den Ardennen bis Südengland erstreckt sich eine Schwelle, auf der Unterkreide fehlt. Die einzigen Zeugen jener Zeit sind die „puits naturels" Nordfrankreichs und Belgiens, cañonartige Täler im älteren Gebirge, die gelegentlich zu Seen aufgestaut wurden. In den ausfüllenden Mergeln fanden sich bei Bernissart Skelette von *Iguanodon,* andere Reptilien und Pflanzen (S. 515).

II. Südengland und Nordfrankreich. Die genannte Schwelle trennte das Nordseebecken von dem Wealden-See Südenglands. Zahlreiche in diesen See einmündende Flüsse lagerten darin die 700 m mächtige Folge von Hastings-Sanden und hangendem Wealden-Ton ab. Diese rein limnische Serie reicht hier bis in das Barrême. Erst im Apt wird der Nordwestteil der Schwelle überflutet und das Nordseemeer greift als „Vectian-Sea" (Ton und Grünsand) bis nach Frankreich vor, um sich hier mit einem anderen Meeresarm zu verbinden, welcher im Valendis vom Schweizer Jura ausging, im Hauterive und Barrême aber nordwärts ins Marnegebiet vordrang und im Apt mit der Vectian-See bei Boulogne verschmolz.

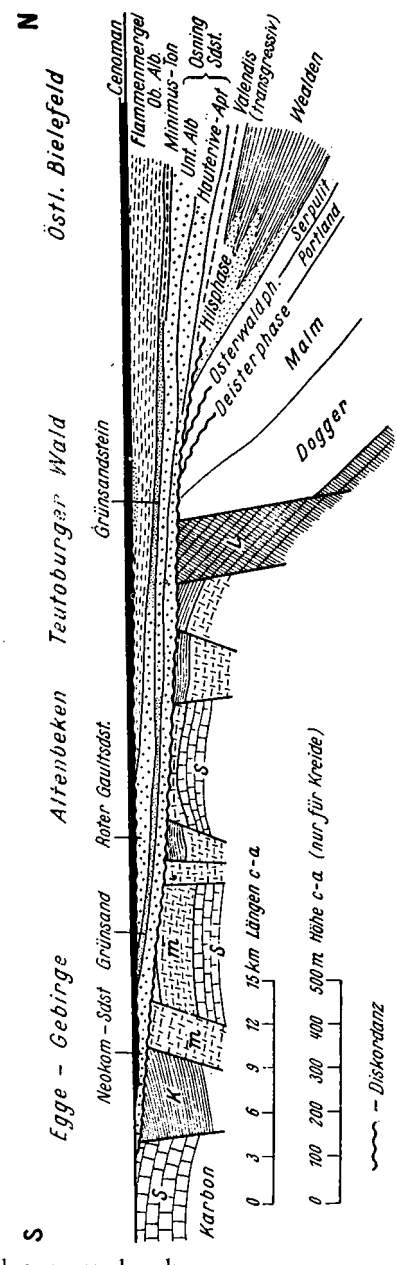


Abb. 162. Schematisches Sammelprofil am Ostrande der Kreidebucht von Münster, zusammengestellt nach der Darstellung von H. STILLE. Zeigt das diskordante Übergreifen des Neokom und des Cenoman über den kimmerisch gestörten Untergrund. *s* Buntsandstein; *m* Muschelkalk; *k* Keuper; *L* Lias. Die Diskordanzen der drei kimmerischen Unterphasen sind durch Wellenlinien angedeutet.

III. In Ostdeutschland und Polen sind (Rügen, Poznan) dunkle Tone und Sandsteine mit Wealdenfauna bekannt. Es scheint sich um einzelne Seen zu handeln, deren genaues Alter bisher unbekannt ist. Überraschenderweise fand sich dagegen in

Mittelpolen (Tomaszov) eine Unterkreidefolge mit marinem Infravalendis bis Hauterive und pflanzenführendem Barrême-Sandstein. Die Ammoniten weisen auf Beziehungen zum russischen Gebiet, aber auch zu Nordwestdeutschland hin (Abb. 163).

Mittelkreide (Transgressionszeit). Sinngemäß könnte man in diese Zeit schon das Apt einbeziehen und sie bis in Cenoman ausdehnen, da die Überflutung nicht überall gleichzeitig ist; damit wäre zwar die Analogie mit dem Jura noch deutlicher, aber die Darstellung ist einfacher, wenn man die Zweigliederung beibehält und das Albien als Zwischenphase betrachtet. Der gebräuchliche Ausdruck Gault umfaßt nach STOLLEY auch das Apt, während in England die Grenzen des Gault enger gefaßt werden (s. Tabelle XI).

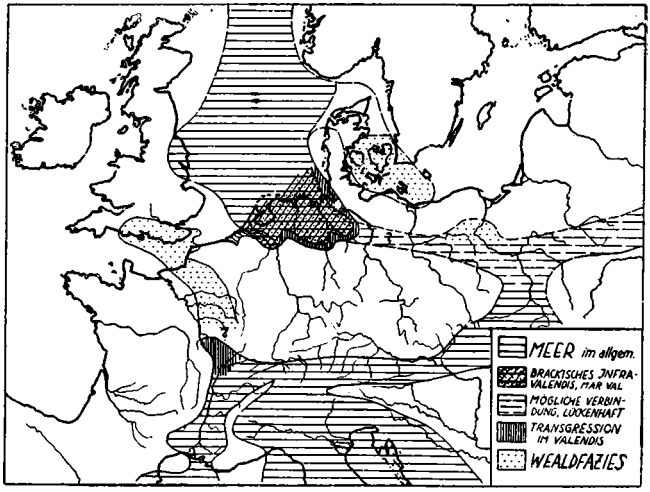


Abb. 163. Die Unterkreide-Meere in Mitteleuropa.

Die drei Teilbereiche sind nun zu einem großen Becken verschmolzen, welches im Osten nach Osteuropa fortsetzt, im Westen das ganze Pariser Becken bedeckt und über das Juragebirge mit der Tethys Verbindung hat (Abb. 164). Die Fazies ist überall ähnlich (Abb. 165). Unten herrschen Grünsande mit Phosphoritknollen vor, die aber gelegentlich auch die ganze Folge vertreten, In den tieferen Beckenteilen, z. B. in Hannover, folgt über grünsandigem Unteralb der *minimus-Ton* (3 bis 4 m) und das Oberalb als „Flammenmergel" mit dunklen Flecken (150 m). Auch in England liegen über Grünsand Kieseltone und dann rote Kreide-Mergel.

Oberkreide. Das durch die Alb-Transgression geschaffene Großbecken erweitert sich: im Südosten wird Südpolen angegliedert, im Raume Sachsen–Böhmen–Sudeten wird ein neues Flaschbecken geschaffen. Da diese Gebiete in Verbindung mit der Tethys traten, wird Mittel- und Süddeutschland zu einer Insel, der im Osten kleinere Inseln oder Halbinseln (Teile der Sudeten, Krakau-Wielun, Lyssagora) angegliedert sind (Abb. 166). Betrachten wir zunächst das Hauptbecken:

Cenoman. Gliederung s. Tabelle XII. Vorcenomane (austrische) Bewegungen sind verbreitet, wenn auch nicht sehr stark. In den Randgebieten der Ardennen und des Rheinischen Schiefergebirges greift das Cenoman als Grünsand, glaukonitreicher konglomeratischer Mergel (Tourtia) oder bunter brecciöser „Klippenkalk" bis auf Karbon über; auch am Nordsaum in Bornholm ist eine Grünsandfazies des Obercenoman bekannt (Arnager Grünsand). Im Beckeninnern ist nur das Untercenoman als Grünsand oder Glaukonit-Mergel vertreten. Darüber folgt die tiefere Fazies heller Plattenkalke (Pläner), nur gelegentlich durch rote oder grüne, zum Teil sandige Mergel ersetzt. Im Obercenoman sind helle feste oder kreidige Kalke und graue Mergel weit verbreitet, auch in England und im Pariser Becken, wo über die Straße von Poitiers nun eine Verbindung nach Aquitanien und nach dem Südmeer bestand.

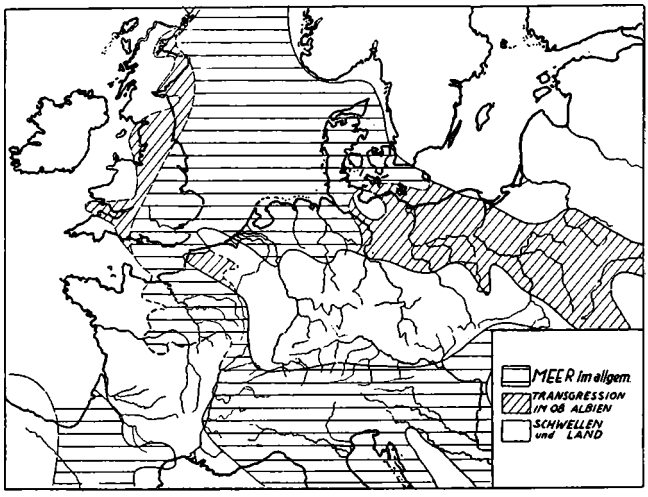


Abb. 164. Die Albien-Meere (Gault) in Mitteleuropa.

Turon. Allgemein in 4 Zonen gegliedert, s. Tabelle XII und Abb. 166.

Am Nordsaum des Rheinischen Gebirges ist die Uferzone an der konglomeratischen, zum Teil übergreifenden Basis (Mülheim) und an Grünsandlagen (Bochumer, Soester Grünsand) erkennbar. Nach Norden geht diese Litoralfazies in blaue Mergel, Plänerkalke oder reine Kalke mit *Echinoconus* (Galeriten-Fazies) über; die Mächtigkeit steigt bei Münster auf 400 m. Am Nordsaum des Harzes ist die Ausbildung ähnlich. In Mecklenburg herrscht eine helle kieselige Kreide (tote Kreide), ähnlich ist es am Nordufer in Bornholm (Arnager Kalk). In Mecklenburg und östlich der Oder bis nach Litauen liegt dagegen über toniger Basis eine helle, weiche Schreibkreide mit grauen, groß gefleckten Feuersteinen. Im Gebiet der oberen Oder folgen über blaugrauen Tonen helle Mergel und reine Plattenkalke. Im englisch-französischen Becken herrschen unten feste, oben helle kreidige Kalke mit Feuersteinlagen (150 m) vor. Am Ardennenrande sind blaugrüne Mergeltone, glaukonitreiche Lagen und Kalksandsteine (Grobkreide) mit Phosphorit eingeschaltet. In der Touraine findet sich das klassische Profil, in den beiden

unteren Zonen (Ligérien) aus Mergeln und Grobkreide, oben aus sandigen oder reinen festen Kalken (Angoumien) bestehend. Hier treten auch Rudisten auf, welche über Poitiers aus dem Südmeer einwanderten und (selten!) bis Westfalen vordrangen.

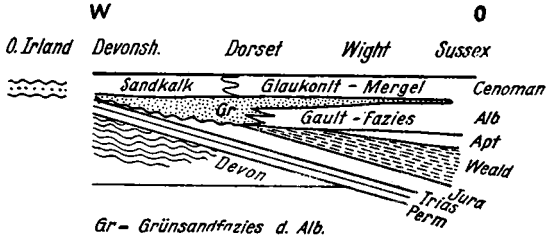


Abb. 165. Schema der Mittelkreide-Transgression in Südengland.

Das S e n o n im weiteren Sinne gliedert sich in die 4 Unterstufen: Emscher (Coniacien), Granulaten-Senon (Santon), Quadraten- und Mucronaten-Senon (Campan). Die Zonengliederung s. Tabelle XII. Der Beginn des Senons ist eine unruhige Zeit mit stärkeren Bodenbewegungen der subhercynischen Hauptphase (Ilseder und Wernigeröder Unterphasen). Das Meer wird in Norddeutschland nach Norden zurückgedrängt und die Achse des Beckens dreht aus Nordwest–Südost in West–Ost ab.

Der Emscher am Harz und in Westfalen ist entsprechend sandig-glaukonitisch mit Lücken und Diskordanzen ausgebildet und geht erst im Norden (Lippe, Lüneburg) in mächtige graue Mergel (400 m) über. Das Santon transgrediert wieder nach Süden mit ähnlichen Aufbereitungserscheinungen wie im Valendis (Brauneisenerz-Konglomerate von Peine, Groß-Bülten und Lengede am Harz); die Fazies bleibt hier sandig. Am

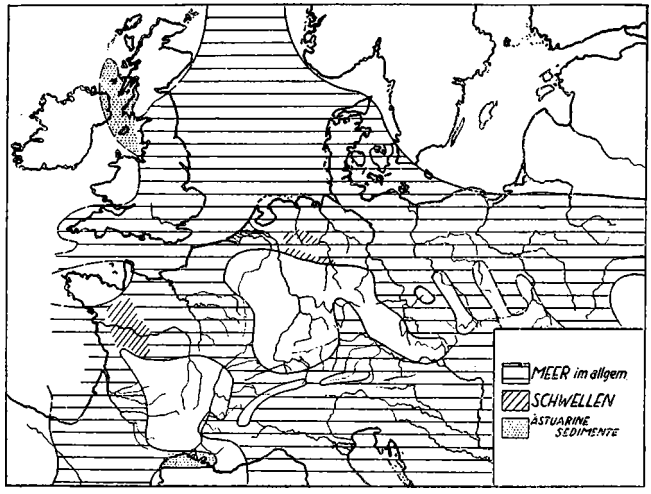


Abb. 166. Die Turon-Meere Mitteleuropas.

kompliziertesten sind die Verhältnisse zwischen Aachen und Maastricht, wo die Folge mit den pflanzenführenden, kreuzgeschichteten Aachener Sanden über Karbon beginnt und darüber eine reiche Gliederung zeigt, die nur im großen einen Zyklus: Sand–Grünsand–Glaukonitmergel–Schreibkreide–neritischer Kalk–Grünsand–Trümmerkreide erkennen läßt. Die Trümmerkreide, ein fossilreicher Kalksandstein, kennzeichnet bei Maastricht die obersenone *constrictus*-Zone. Die einzelnen Zonen liegen aber transgressiv, unter örtlichem Ausfall einzelner Horizonte, da viele lokale Schwellen vorliegen, die von ständiger Bodenunruhe zeugen.

Im Münsterland bestand dagegen ein tieferes Becken, in dem eine 1400 m mächtige Folge grauer Mergel gebildet wurde, die vom Emscher bis ins Obercampan reicht (Abb. 167).

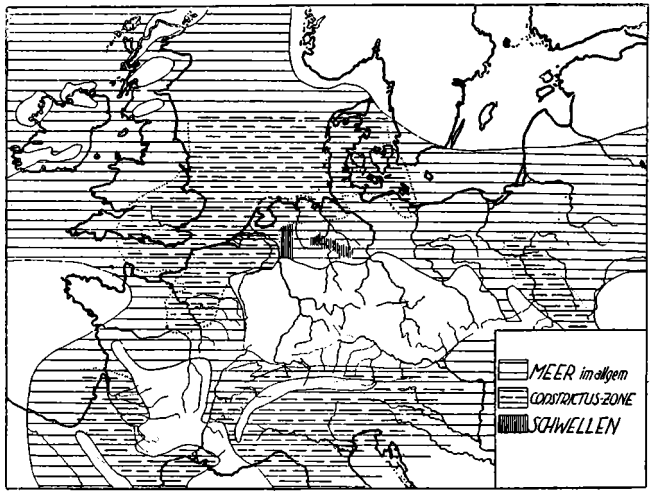


Abb. 167. Die Obersenon-Meere Mitteleuropas.

Die ufernahe Ausbildung des Harzrandes geht nordwärts in weniger mächtige (200 bis 300 m) Mergel (Emscher und Santon) und Schreibkreide mit Feuersteinen (Campan) über, die in Verbindung mit Ostdeutschland stehen. Die nördliche Küstenlinie liegt in Südschweden und auf Bornholm, wobei besonders das Untercampan (mit *Actinocamax mammillatus)* weit nach Norden übergreift und als Trümmerkalk ausgebildet ist (Kristianstad). Kleinwüchsige Rudisten dringen bis hierher vor. Das Obercampan ist hier wieder regressiv (Köpinge-Sandstein).

In Mecklenburg und östlich der Oder ist die frühsenone Regression durch lückenhafte Ausbildung des Emschers gekennzeichnet; auch das Granulatensenon zeigt noch Lücken und terrigene Einflüsse. Eine deutliche Vertiefung im Campan führt zu der weiten Verbreitung der weißen Schreibkreide, die in Teilbecken gelegentlich durch graue Mergel ersetzt wird (Dänemark), in flacheren Gebieten aber als kieselige oder „tote" Kreide ausgebildet ist. Die obersenone Schreibkreide ist hier durch schwarze Feuersteinbänder und Knollenlagen ausgezeichnet (mit *Ananchytes ovata, Gryphaea vesicularis, Belemnitella mucronata* u.s.w.). Deutlich erkennbar sind tiefere Tröge in Dänemark und Polen (Kalisch, Lublin), in denen die Mächtigkeit des

Campans 800 bis 1000 m erreichen kann. Die Schreibkreide umfaßt noch die *constrictus*-Zone. In Schlesien zieht sich das Meer zu Beginn des Senons nach Norden zurück.

Nach Westen steht das Norddeutsche Kreidemeer über die Niederlande in Verbindung mit dem anglo-französischen Becken (Abb. 167). In England herrscht im Süden im ganzen Senon Schreibkreidefazies (etwa 400 m) mit oder ohne Feuersteine. In Frankreich macht sich der Ardennenrand wieder durch Lücken, Geröllhorizonte und Phosphoritlagen bemerkbar. Der Höhepunkt der Transgression liegt im tieferen Senon; das Campan ist schon deutlich regressiv. Die Schreibkreidefazies, welche bei Paris noch 250 m erreicht, geht nach Süden und Westen in Grobkalke und dann in lückenhafte klastische Schichten über, wobei südliche Faunenelemente (Rudisten, *Orbitoides* und andere) auf das Fortbestehen einer Verbindung mit Aquitanien über Poitiers hinweisen.

Die *constrictus-Zone* des Obercampan (Maastricht-Stufe) zeigt schon einen beträchtlichen Rückgang des Meeres an. Dann wird der Rückzug noch rascher und die „Nordsee" der Dänischen Altersstufe greift nur auf ein kleines Gebiet in Dänemark-Schonen, Belgien und Nordfrankreich über. Dieses D a n i e n liegt in Dänemark (Faxe) und Schonen (Limhamn) mit einer Transgressionsfläche, bzw. schwacher Diskordanz dem Obersenon auf und besteht aus 100 bis 200 m Grobkreide, Kalksand, Coccolithenkalk und Riffkalk mit Korallen und Bryozoen. Cephalopoden fehlen bis auf *Nautilus danicus*. Die übrige Fauna besteht aus einer Mischung von Kreide- und Tertiärarten, wobei aber die ersteren überwiegen.

Das s ä c h s i s c h - b ö h m i s c h - s u d e t i s c h e Becken kann zwar als südöstlicher Golf des norddeutschen Kreidemeeres aufgefaßt werden, erfordert aber eine ge-

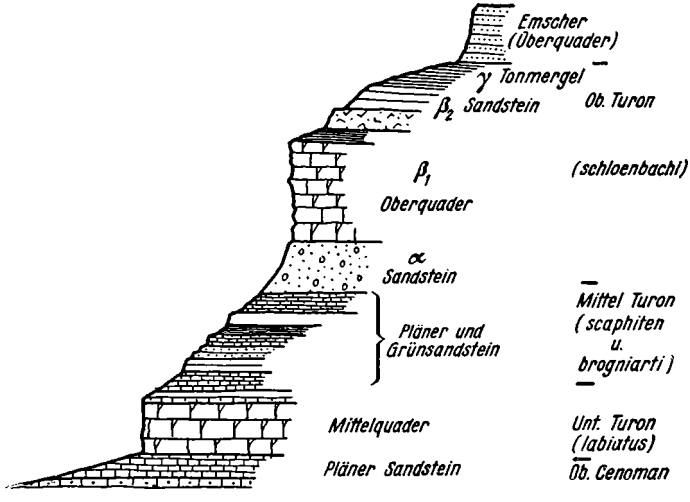


Abb. 168. Die Oberkreide in Sachsen nach der Auffassung von ANDERT.

sonderte Besprechung. Die Transgression erfolgt hier im Cenoman. An der Basis liegen gelegentlich kreuzgeschichtete Sande mit Pflanzen (Crednerien- oder Perutzer Schichten), deren genaues Alter unsicher ist. Meist greift das Cenoman als Klippenkalk, Konglomerat oder Glaukonitsand über eine unebene Fläche älterer Gesteine über.

Zum Verständnis der Entwicklung muß man sich vergegenwärtigen, daß der Nordwest–Südost gestreckte Golf durch Inseln und Schwellen unterteilt war (Abb. 166). Von diesen Schwellen ging eine grobsandige Schüttung aus, deren Produkte sich im Becken mit kalkig-mergeligen Sedimenten etwas tieferen Wassers verzahnten. So entstand der charakteristische Wechsel von grobbankigen, steil geklüfteten Quadersandsteinen, harten splittrigen dünnbankigen Plänerkalken und weichen Plänermergeln, welche das bekannte Landschaftsbild des Elbsandsteingebirges und der Heuscheuer

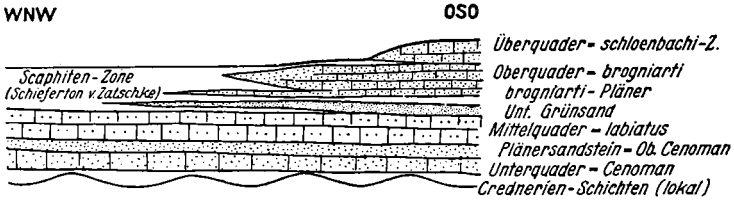


Abb. 169. Die Oberkreide in Sachsen nach Darstellung von PIETZSCH und KOSSMAT.

bestimmen (Abb. 168 bis 170). Der petrographische Gesteinscharakter ist nicht horizontbeständig, so daß bei der Fossilarmut die Stratigraphie der Teilgebiete (Elbtalzone, Ostböhmen, Bober-Katzbach-Gebirge, innersudetisches Becken) noch manche Unklarheiten aufweist.

Im Cenoman liegen die Verhältnisse am einfachsten: auf einem unteren Quadersandstein oder „Carinaten-Quader" (mit *Ostrea carinata, Exogyra columba, Pecten asper, Neithea aequicostata*) liegt ein hangender Plänersandstein oder -mergel mit *Actinocamax plenus*.

Das Turon ist in Sachsen im Südosten vorwiegend als Quadersandstein, im Nordwesten vorwiegend als Pläner entwickelt. Eine mittlere Fazies im Elbtal zeigt nach PIETZSCH und KOSSMAT (Abb. 169) von oben:

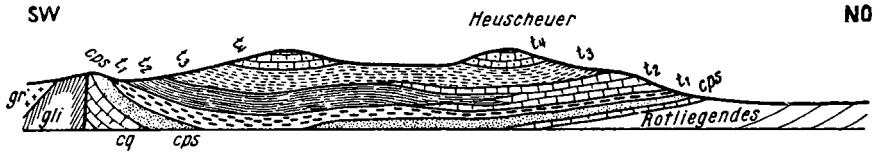


Abb. 170. Querschnitt durch das Heuscheuer-Gebirge nach FLEGEL 1904 und SCUPIN 1925. *gr* Granit; *gli* Glimmerschiefer; *cq* Cenoman-Quader; *cps* Cenoman-Plänersandstein; t_1 *labiatus*-Pläner; t_2 *brongniarti*-Pläner bzw. Quader der Wünschelburger Lehne + Zwischensandstein; t_3 *Scaphiten*-Pläner; t_4 *Heuscheuer-Quader* (Oberturon).

schloenbachi-Zone: Überquader von Wehlen, 50 m;
Scaphiten-Zone: Tone von Zatzschke, 5 m;
lamarcki-Zone: c) Oberquader mit Grünsand oben und Mergel unten, 80 bis 100 m;
b) *brongniarti*-Pläner, 30 m; a) Grünsand, 40 m;
labiatus-Zone: Mittelquader oder Pläner, 40 bis 50 m.

Demgegenüber nimmt ANDERT für den „Überquader" schon Emscher-Alter an (Abb. 168).

In Ostböhmen besteht eine ähnliche Verzahnung der beiden Fazies; man unterscheidet von oben: Priesener, Teplitzer, Mallnitzer Schichten. Im Bober-Katzbachgebirge sind entweder die beiden unteren Zonen als Mittelquader, die oberen als Mergelsandstein entwickelt, oder letzter

vertritt das ganze Turon (Löwenberger Mergelsandstein). Im innersudetischen Becken und im Neißegraben wechselt das Profil von Schritt zu Schritt; so ist an der Heuscheuer der am Osthang 70 m mächtige Mittelquader (obere *lamarcki*-Zone) am Westrand schon in Plänerfazies übergegangen (Abb. 170). Im Neißegraben ist das Oberturon tonig (Kieslingswalder Ton).

Der Emscher ist nur aus Böhmen (tonig-sandige Chlomeker-Schichten), aus den Nordsudeten und aus dem Neißegraben (Kieslingswalder Sandstein) bekannt. Er endet mit Sandsteinen, zum Teil mit Konglomeraten. Höheres Senon ist nur in den Nordsudeten als brackischer „schlesischer Überquader" (bis 350 m) mit *Cyrena* und Kohlenflözen bekannt. Mit diesem Rückzug nach Norden ist die Geschichte des böhmisch-sudetischen Golfes beendet.

Es sei erwähnt, daß am Westrand der Böhmischen Masse ein analoger Oberkreidegolf in der Oberpfalz besteht (Abb. 166). Vertreten sind hier wieder Cenoman und Turon, welche bei Regensburg tonig-kalkige, im Norden vorwiegend sandige Fazies besitzen. In das tiefere Cenoman sind bei Amberg Eisenerzlager eingeschaltet. Emscher und Senon in mariner Fazies sind nur im Süden bekannt (Hellikofener Mergel bei Regensburg, Marterberg-Schichten in Niederbayern). Dieses Meer zieht sich also in das alpine Becken zurück. DACQUÉ (1939) nimmt auf Grund der Fauna an, daß dieses Meer nur mit dem in Böhmen verbunden war und mit dem nordalpinen Meere nur auf Umwegen Verbindung hatte.

B. Die Tethys in der Kreide

a) Der Abschnitt zwischen Europa und Afrika

Unterkreide. Es herrscht allgemein eine kalkig-mergelige Fazies. Die bathyale Ausbildung ist reich an Ammoniten, vor allem *Phylloceras, Lytoceras, Desmoceras* und einigen anderen Arten; wichtig sind die „südlichen" Belemniten *Duvalia* und *Belemnopsis*. In der neritischen Fazies sind große Orbitolinen, Pachyodonten *(Requienia, Toucasia), Natica, Nerinea* und einige Seeigel (besonders *Toxaster)* kennzeichnend. Im Albien vollzieht sich eine Angleichung der Fazies und Fauna an Nordeuropa (s. Abb. 163 und 164).

Die klassische Ausbildung der bathyalen Fazies hat der vocontische Trog im Rhônetal, wo schon im Jura ein tieferes Meer bestand. Die neritische Ausbildung mit einem Wechsel zoogener Kalke und Mergel liegt im südlichen Schweizer Jura, in den nordschweizer und subalpinen Ketten Frankreichs (Dauphiné) und in der Provence, also im Vorschelf und auf Längsschwellen der Geosynklinale. In den Grenzbereichen sind beide Fazies verzahnt; die Mächtigkeit erreicht 2000 m. Die Gliederung (Tabelle XI) ist im ganzen Mittelmeergebiet ähnlich. S. besonders GIGNOUX, Géologie stratigraphique, Paris 1950.

Infravalendis. Über dem Tithon folgen in der Tiefenfazies Mergel mit *Berriasella* und *Thurmannia*, im neritischen Bereich Kalke und Oolithe mit *Natica leviathan* und *Toxaster granosus*. Der lückenlose Übergang zum Jura ist bezeichnend; nur im Schweizer Jura liegt eine Lücke über brackischem Portland.

Valendis. Die Tiefenfazies besteht aus Tonmergeln mit verkiesten Ammoniten, die neritische Ausbildung aus fossilreichen Mergeln und Echinodermenbreccien.

Hauterive. Tiefenfazies: Tonmergel mit verkiesten Ammoniten oder helle Kalke. Neritische Fazies: „Spatangen"-Mergel mit *Toxaster retusus* oder spätige, bzw. oolithische Kalke mit *Exogyra couloni, Pholadomya* usw.

Barrême. Die Tiefenfazies, nun weniger verbreitet, besteht aus grauen Pyritmergeln mit Einschaltung von Brachiopodenkalken. Neritische Fazies s. unten bei Urgon.

Apt. Die Tiefenfazies besteht aus hellen Kalken unten (Bedoulien) und dunklen Mergeln oben (Gargasien).

Die neritische Fazies des Barrême-Apt ist das weitverbreitete Urgon, ein heller, oft massiger zoogener Kalk mit *Orbitolina,* Milioliden, Korallen, Bryozoen, Nerineen und, als Leitformen, *Requienia ammonea* und *Toucasia carinata.* Der Umfang (stratigraphisch) kann wechseln.

Alb. In der Tiefenfazies erscheinen nun sandige Einschaltungen in dunklen Mergeln. Sonst herrschen Grünsande und Glaukonitmergel mit den auch im Norden bekannten Zonenammoniten.

Das tiefere Meer des unteren Rhônetales setzt in die betische Region Südspaniens fort, wo Mergel mit verkiesten Ammoniten der Unterkreide entsprechen. Nördlich davon liegt eine Mischfazies am Rande der Meseta (subbetisch). Das Gebiet weiter im Norden, vom Zentralplateau bis Portugal, bleibt in der Unterkreide meist Land. In den Westpyrenäen und bei Burgos kennt man eine limnische Folge (Weald) von Sandsteinen, Gipsmergeln und Kalken mit *Paludina, Unio, Cyrena.* Im Apt greift ein mariner Golf von Süden zwischen Meseta und Zentralplateau (Ebrobecken, Pyrenäen) ein und lagert über Weald oder älteren Schichten Urgonkalke ab. Das Alb ist als Rudistenkalk oder dunkler Mergel (Pyrenäen) entwickelt. An der Basis des Cenoman liegt eine Diskordanz (austrische Phase). Auch in Portugal liegt ein Golf mit neritischer Unterkreide vor, die nach Norden in sandig-lagunäre Schichten mit den ältesten Angiospermen übergeht (Cercal).

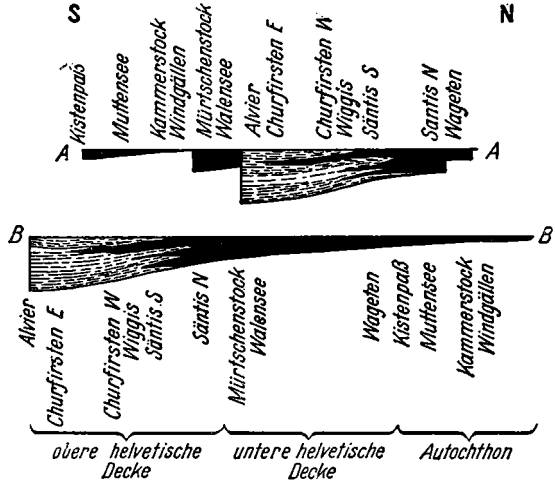


Abb. 171. Schema der Faziesverstellung durch Deckenbildung in der Nordschweiz (helvetische Zone) nach ARNOLD HEIM. Eingetragen ist nur die Unterkreide: *schwarz* Kalk, *gestrichelt* Mergel. Das obere Profil zeigt die heutige gegenseitige Lage der Faziesgebiete, das untere die ursprüngliche Lage vor der Deckenbildung (genauer in Abb. 172 unten).

Die Tethys setzt nach Nordafrika fort. In Marokko (Rif) besteht eine schmale Rinne mit bathyalen Mergeln, die nach Algier und Nordtunis fortsetzt, hier aber im Süden von einer Zone neritischer Sandmergel und Urgonkalke (Hochplateaus) begleitet wird. Noch weiter im

Süden, im Sahara-Atlas, ist die Unterkreide sandig-detritisch mit transgredierendem ufernahem Apt und Alb. Sie verzahnt sich mit einem kontinentalen bunten Sandstein mit Geröllen (Grés à dragées), der verkieselte Coniferen, *Ceratodus* und Saurier enthält und von marinem Cenoman überdeckt wird; er entspricht zum Teil dem nubischen Sandstein Ostafrikas (s. unten). Damit ist der Rand Gondwanas erreicht.

Die nördliche und nordöstliche Fortsetzung der südfranzösischen Kreide liegt in der äußeren Zone der Schweizer Alpen und im Allgäu. Die Unterkreide zeigt hier, wie der Jura, einen regelmäßigen Fazieswechsel, welcher annähernd parallel zu den Deckengrenzen verläuft. Während im autochthonen Gebiet und im Schweizer Jura eine neritische Fazies herrscht, schalten sich in den höheren Decken (welche h e u t e nördlich der autochthonen Kerne liegen, aber von Süden stammen) zunehmend Mergel ein und in den obersten helvetischen Decken, also im ursprünglich südlichsten Streifen, ist die Folge am mächtigsten und durchweg mergelig-tonig (Abb. 171 und 172).

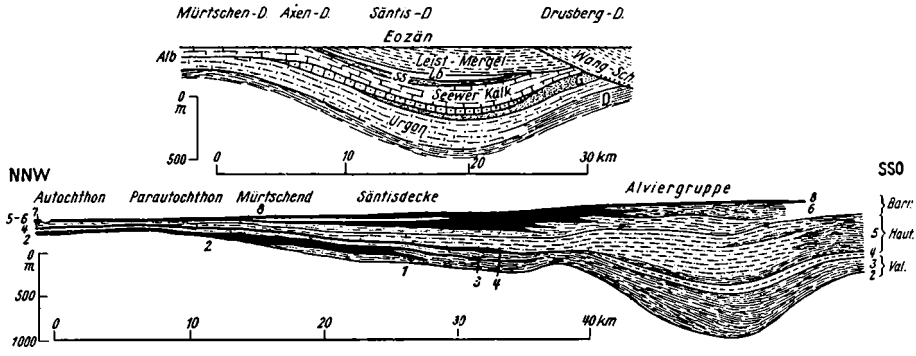


Abb. 172. Stratigraphisches Profil durch die Unter- (unten) und Ober- (oben) Kreide der Nordschweiz vor der Deckenbildung, nach ALBERT HEIM. Man vergleiche Schema Abb. 171. Unten: Infravalendis: 1. Oehrlimergel, 2. Oehrlikalk, 3. Mergel, 4. Kalk; Hauterive: 5. Kieselkalk; Barrême: 6. Drusberg-Schichten, 7. Unterer Schrattenkalk; Unterapt: 8. Oberer Schrattenkalk. Oben: *D* Drusberg-Schichten (Barrême + Unterapt); *G* Gargasien (Oberapt); *SS* Seewer-Schiefer; *Lb* Leiboden-Mergel).

Infravalendis: Im Norden Oehrlikalk (20 bis 50 m); im Süden unten Mergel (30 m), darüber 200 bis 300 m Kalk, der in den oberen Decken durch Mergel ersetzt wird.

Valendis: Mergel und Kalke, oben mit Glaukonit (Gemsmättlischicht); im Norden 4 bis 20 m, im Süden 230 m.

Hauterivien: Dunkler Kieselkalk, im Norden 8 bis 40 m; im Süden schieferig 300 bis 600 m.

Barrême und Apt: Im Norden unten Drusbergmergel (10 m), oben Schrattenkalk-Urgon; der Kalk schwillt zunächst nach Süden auf 250 bis 400 m an, wird aber dann durch Mergelfazies ersetzt.

Alb, zum Teil schon Oberapt: Unten oft transgressive grüne Sandsteine, zum Teil auf karrenartig verwitterndem Schrattenkalk, oben glaukonitische Kalkmergel.

Die Gliederung im Allgäu ist ähnlich (Abb. 175); bemerkenswert ist die morphologische Bedeutung der grobbankigen, harten Schrattenkalke, d. h. des Urgons (s. Abb. 173). Auffallend ist die kleinzyklische Gliederung, die zum Teil schon im Hauterive einsetzt, als Äußerung häufiger Oszillationen vor der Transgression der Oberkreide.

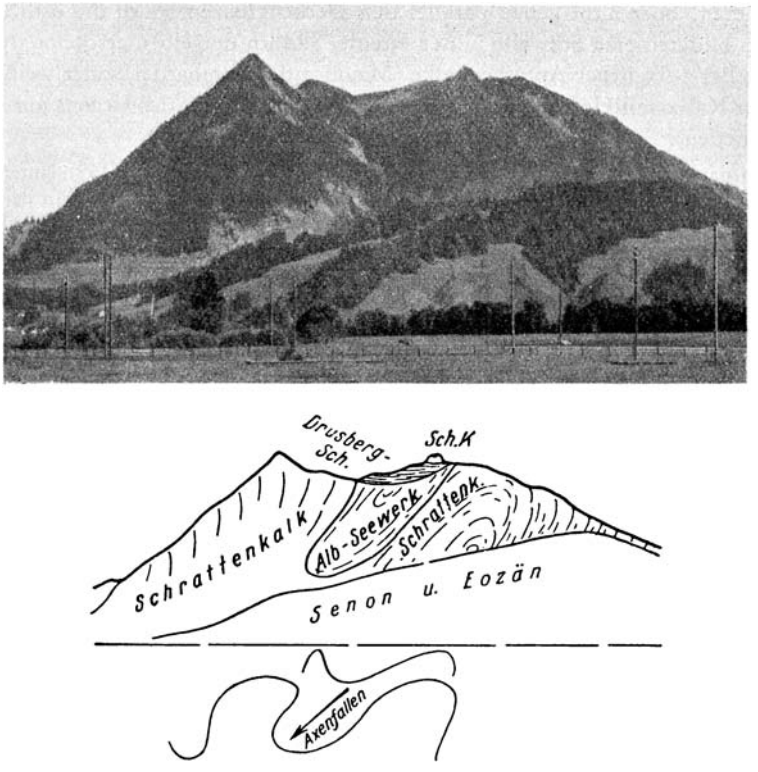


Abb. 173. Der Grünten im Allgäu, ein Bündel von Kreidefalten. Die harten Schrattenkalke bestimmen die Landschaftsform. Infolge starken Achsenfallens hebt sich der aus Schrattenkalk und unterlagernden Drusbergschichten bestehende Muldengrund nach dem Hintergrunde bis zum Gipfel heraus, wie das Schema unten zeigen soll.

Die größte Mächtigkeit lag also in der Mergelfazies des südhelvetischen Gebietes; weiter im Süden erscheinen in den obersten Decken der Nordschweiz (Freiburger Alpen usw.) brecciöse Einlagerungen. Auch die südlich der Allgäuer Kreide beheimatete „Flyschzone" zeigt eine reduzierte Unterkreide: Tristelschichten = Echinodermenbreccien des Apt, Glaukonitsandsteine und bunte Mergel, zum Teil auch Kalke des Gault. Weiter im Süden fehlt Unterkreide in den Penninischen Decken der Schweiz. In den ostalpinen Decken ist sie aber wieder lokal vertreten. Soweit vorhanden, besteht das Neokom ebenso wie der Jura aus Aptychenkalk und (oben) dünnschichtigen Mergeln. Häufig enthält es Breccien mit kristallinen Komponenten und sandige Schichten (Roßfeldschichten). Der Gault, vor allem am Nordrand der kalkalpinen Decken bekannt, besteht aus Grünsanden und dunklen Mergeln. Nach der Darstellung von Kockel war dieses „kalkalpine Becken" von dem nördlicheren helvetischen und Flyschbecken durch eine Schwelle geschieden, welche von der Böhmischen Masse nach Südwesten vorstieß (s. Abb. 137, S. 402). Hier im Osten verlaufen diese

„Kordilleren" aber nicht genau parallel den Deckengrenzen. Auch die östlichen Zentralalpen bildeten eine Schwelle in der Kreide. Südlich derselben erscheint wieder die Fazies heller pelagischer Aptychenkalke (Majolica der Lombardei), oder weißer, buntgeäderter Kalke mit Hornsteinen (Biancone in Südtirol), oder des Urgons mit Rudisten (Ost-Venetien).

Im Nordapennin enthält die tiefere östliche, toskanische Einheit (s. S. 469) Unterkreide in der Fazies des Biancone, d. h. weißer Aptychenkalke mit hellen Feuersteinen. In der höheren westlichen ligurischen Einheit besteht dagegen die mächtige Schieferfolge der „Argille scagliose". Die tieferen Teile mit Calpionellenkalken, Radiolariten und grünen Gesteinen reichen in den Jura hinab; die hangende, an Sandsteinen und Kalken reiche Abteilung enthält zum Teil schon Oberkreide. An der Grenze beider sind Konglomerate bekannt.

Dagegen besteht im südlichen Apennin und in Apulien eine mächtige Folge von koralligenem Urgon mit *Heterodiceras, Requienia, Toucasia,* die häufig die gesamte Unter- und Oberkreide umfaßt und das Relief bestimmt. In Sizilien ist das Neokom unten mergelig, höher als Urgon entwickelt. Diese Ausbildung setzt nach Tunis fort (s. S. 527).

Wir kehren zum Nordsaum der Ostalpen zurück (Abb. 174). Auf dem Meridian von Wien besitzt die Unterkreide Flyschfazies; ein Teil des Wiener Sandsteins (mit Aptychen) ist hierzu zu rechnen. Am Nordsaum der Karpathen, in Mähren und in den Westbeskiden ist die Folge differenzierter:

Infravalendis — fukoidenreiche Teschener Kalke.

Valendis — oberer Teschener Schiefer, bituminöse Schiefer und eisenreiche Sandschiefer mit Cephalopoden; ultrabasische Laven.

Hauterive — Grodischtscher Schiefer — massige, zum Teil konglomeratische Sandsteine mit *Duvalia,* Aptychen und Ammoniten.

Barrême — Wernsdorfer Schichten — bituminöse Schiefer mit Toneisenstein.

Apt — Ellgotter Schichten — Sandsteine, Schiefer, Toneisensteine.

Alb — Godulasandstein, grobbankig.

Das Unterkreidemeer bedeckte einen Teil der ungarischen Ebene; der Nordostsaum lag am Rande Podoliens, der Südwestrand in der zentralen Balkanhalbinsel. Neben einer sandigen Flyschfazies, welche die Entwicklung der Westkarpathen nach Südost fortsetzt (Vortiefe), liegen in den Südkarpathen, in der Bukowina und Nordmoldau mergelig-kalkige Cephalopodenschichten des tieferen Neokom und Urgonkalke, die zum Teil auf älteres Gebirge übergreifen (Kimpolung). Das zum Teil konglomeratische und von Porphyritergüssen begleitete Apt und der oft fehlende Gault sind Merkmale einer „getischen" Faltungsphase der „Altkarpathen". Die Faltung scheint vor dem Barrémien erfolgt zu sein (alt-austrisch); ältere Bewegungen haben schon in der Hilsphase stattgefunden.

Im Osten der Balkanhalbinsel war die Norddobrudscha in der Unterkreide Land. Weiter im Süden liegt eine neritische Riffkalk-Fazies des Valendis-Barrême, darüber Orbitolinenmergel und Konglomerate des Apt. Dann erfolgt eine Hebung. Im nördlichen Balkangebirge geht diese Folge in Cephalopodenmergel über, die dann durch zunehmende Einschaltung von Sandsteinbänken südwärts in eine 3000 m mächtige flyschartige Folge überleiten. Am Rande des (südlichen) Flyschbalkans greift der aus dunklen Mergeln, Konglomerat und Sandstein bestehende Schwarzflysch auf Trias über. Im Apt verflacht dieses Meer. Die südlich angrenzende Kernzone war in der Unterkreide Land.

Nach DOUVILLÉ und WILSER hat die Balkankreide enge Beziehungen zu Anatolien, wo Urgonkalke auf Karbon übergreifen. Der nordanatolische Meeresarm setzt in die transkaukasische Depression fort (Abb. 174), wo Valendis-Barrême durch neritische Kalke mit medi-

terraner Fauna vertreten sind; höher folgen Apt-Mergel mit *Crioceras* und *Hibolites* und sandiges Alb. Im Antikaukasus ist nur kontinentale Unterkreide mit Vulkaniten vorhanden, so daß eine Landbarre durch ganz Kleinasien das mittelbalkanische Festland fortzusetzen scheint. Am Südhang des Kaukasus hat die Unterkreide Flyschfazies; die Zentralzone lag hoch, am Nordhang und in der Krim liegt aber wieder marine Unterkreide, die unten kalkig-mergelig ist, oben aber eine Mischung mediterraner, west- und osteuropäischer Ammoniten und Belemniten zeigt. Wahrscheinlich hatte dieses Meer freie Verbindung zum ostrussischen Gebiet; dafür spricht auch, daß das Neokom östlich vom Kaspi (Kopet-dag) Aucellen führt. Dagegen war das südkaukasisch-nordanatolische Meer durch eine pontische Landbarre vom Norden abgeriegelt.

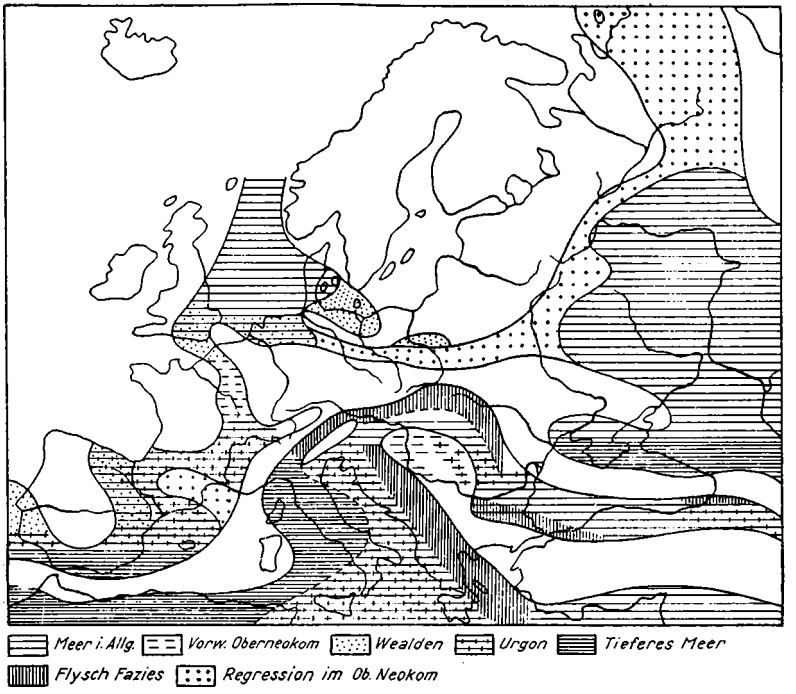


Abb. 174. Die Unterkreide in Europa.

Wir kehren zum Südrand der Alpen zurück. In der Gegend von Görz vollzieht sich ein Übergang von der westlichen Biancone-Fazies in die Fazies urgoner Riffkalke mit *Requienia, Toucasia* usw., welche weiterhin das ganze Neokom umfaßt. Über den Karst setzt diese Fazies am Ostrande der Adria bis Griechenland fort, ist auch von Euböa und Kreta bekannt. Diese zoogene Kalkplatte wird im Westen von den Argille scagliose, im Osten von der Hornsteinformation umfaßt, einer Art „Flysch", dessen unterkretazischer Anteil aber zweifelhaft ist. Jedenfalls ist das der Hauptstrang der Tethys, welcher weiter im Osten durch die zentralbalkanische Landschwelle von dem ostbalkanisch-nordanatolischen Meeresstrang getrennt ist; oben wurde schon erwähnt, daß die Trennung nach Kleinasien weitergeht. Der südliche Tethys-Arm setzt über das südliche Kleinasien und Nordsyrien nach Persien fort.

Das südliche Ufer steht dabei noch nicht fest; die Frage hängt mit der Stellung des Nubischen Sandsteins zusammen, welcher in Syrien, am Libanon und Sinai, in Ägypten und Arabien eine weite Verbreitung hat. Diese Fazies hat verschiedenes Alter; nach KRENKEL sind es im wesentlichen litorale klastische Aufbereitungsprodukte des vordringenden Meeres mit limnischen (Braunkohlen) und terrestrischen (Dünenbildungen) Lagen.

Der Nubische Sandstein kann vom Oberjura bis in die Oberkreide reichen, wobei er gegen Süden von immer jüngeren marinen Schichten überlagert wird. Im Libanon enthalten die buntgefärbten Sandsteine Fossilien des Apt und Alb. Im Isthmus führen im Norden eisenreiche Sandsteine mit braunen Mergeln *Douvilleiceras, Puzosia* (Barrême), Orbitolinen (Apt), *Desmoceras* (Alb); im Süden sind sie fossilleer mit Gips und Salz. Im Hedschas ist erst das Cenoman marin; unter demselben und über Jura liegt mächtiger (600 m) fossilleerer Sandstein, d. h. kontinentale Unterkreide.

So erkennt man also am Nordrande Gondwanas, bzw. am Südrande der Tethys einen gewaltigen Sandgürtel, der in deutlichem Gegensatz zum Flyschgürtel des Tethys-Nordrandes steht.

Die Oberkreide. Die cenomane Transgression führt zu einer engeren Verknüpfung Mitteleuropas mit der Tethys. Die Unterschiede beruhen auf der Häufigkeit von dickschaligen Schnecken, Rudisten, Korallen und Orbitolinen im Mittelmeergebiet und können klimatisch bedingt sein. Deutlich sind die Vorschelfe mit transgredierendem Cenoman erkennbar; im Norden sind sie von Mitteleuropa beeinflußt, im Süden herrscht ein besonderer, „afrikanischer" Typ. Die schon in der Unterkreide vom Meer bedeckten Gebiete zeigen entweder bathyale Mergel und Plattenkalke oder orogene Flyschfazies, oder endlich dort, wo eine mittelkretazische Faltung vorlag, die transgressive Fazies der Gosau.

In den Pyrenäen folgt auf die austrische Faltung ein diskordant auflagerndes sandigtoniges Cenoman und Turon; im Senon vertieft sich das Becken und hält bis ins Danien an (Kalke). Im nördlichen Vorland (Aquitanien) dringt das Oberkreidemeer bis zum Zentralplateau vor. Hier beginnt das Cenoman mit Konglomeraten, Braunkohlenschichten und Orbitolinengrünsand; höher wechsellagern Rudisten-Kalke *(Caprina, Sauvagesia)* mit Ammonitenkalken und Sandsteinen mit *Exogyra columba.* Die Mischung mitteleuropäischer und mediterraner Faunen erfolgt durch die Straße von Poitiers und hält auch höher an. Das Unterturon besteht aus Kalken und Mergeln mit *Inoceramus labiatus* und *Prionotropis woolgari;* im Oberturon erscheinen wieder Riffe mit *Hippurites, Radiolites* und mit dem Seeigel *Orthopsis miliaris.* Dann folgt eine Lücke, höher Emscher Grünsand, weiße feuersteinführende Senonmergel und Konglomerate der Maastricht-Stufe mit Rudisten; im Danien zieht sich das Meer in die Pyrenäen zurück (s. Abb. 166 und 167).

Ostwärts reicht dieses Meer als schmaler Golf bis zur Rhônemündung, bleibt aber vom Rhônebecken durch die Durance-Schwelle getrennt, auf der seit dem Apt terrestrische Witterprodukte (Bauxit) gestapelt werden. Im Becken selbst entstehen Rudistenkalke bis zum Campan; dann wird es zur Lagune, in der die garumnische Serie (Maastricht- und Dan-Stufe) mit brackischer Fauna und Braunkohlen entsteht.

Südlich der Pyrenäen transgrediert das Cenoman in Ostspanien bis auf den Saum der Meseta und hat hier die „afrikanische" Fazies von Austernmergeln. Höher folgen sandige Kalke mit Rudisten und Seeigeln und limnisches Dan. Ein Saum von Kalken mit Rudisten, Echiniden und Orbitolinen begleitet auch den Südrand der Meseta und stößt in Portugal nach Norden vor. Das Senon ist hier regressiv und brackisch.

In der Betischen Kordillere Südspaniens liegt dagegen bathyale Oberkreide als roter Mergel mit *Globotruncana* und Seeigeln. Die bathyale Fazies herrscht auch im Tell-Atlas und Rif Nordafrikas. Cenomane Mergel mit verkiesten Ammoniten, turone Rudistenkalke, senone schwarze Schiefer oder helle Mergel mit Kreideceratiten und Foraminiferen sind bezeichnend; auch marines Dan tritt noch auf. Bemerkenswert ist die im Maastricht beginnende Sedimentation von Kalkphosphaten in zwei Golfen von epikontinentalem bis sublagunärem Charakter in Westmarokko und Südtunis. Die Schichten sind reich an marinen Wirbeltieren (Fische, Schildkröten, Krokodile), deren Knochenanhäufungen an die Bonebeds älterer Formationen erinnern sollen und enthalten Zwischenlagen von kieseligen Schiefern mit Mollusken.

Weiter im Süden von Tunis und im Sahara-Atlas liegt über dem Neokom mächtige neritische Oberkreide (3000 m). Sie gehört zu einem gewaltigen Transgressionsgebiet, welches, vom Mittelmeer nach Süden, vom Golf von Guinea nach Norden vorgreifend, Senegal und die zentrale Sahara überdeckt und im Osten bis zum Tschad-See, bis Tripolitanien und Westägypten reicht. Die Fazies in diesem Riesenraum ist sehr einheitlich: das mergelige Cenoman führt neben *Exogyra columba* besondere afrikanische Austern *(Ostrea africana, Ostrea syphax)*, Seeigel und Ammoniten *(Neolobites)*. Das Turon besteht aus Rudistenkalk; das kalkige Senon enthält endemische Muscheln und Ammoniten und führt oben Gips und Salz. Im Dan sind *Nautilus* und *Cardita beaumonti* bezeichnend.

Kehren wir nach Europa zurück. Aus dem Rhônebecken zieht sich die Tiefenfazies nach Osten, in die subalpinen Ketten zurück; im vocontischen Trog (s. S. 526) bleibt eine neritische Folge mit limnischen Einschaltungen und Braunkohlen zurück, die über das Juragebirge noch mit dem Pariser Becken Verbindung hatte. Sehr auffallend ist im Senon die mehrfache Wechsellagerung von Hippuritenkalk und Braunkohlensand. Das Dan ist limnisch.

In den subalpinen Ketten (Dauphiné) besteht die Oberkreide aus mächtigen hellen Kalken mit mitteleuropäischer Fauna; oft fehlen Cenoman und Turon, das Senon greift auf Alb über. Die Fortsetzung in den nördlichen Schweizer Alpen (Abb. 172 oben) zeigt keinen so strengen Parallelismus zwischen Fazies und Deckengrenzen wie in der Unterkreide. Das Cenoman ist auch hier stark reduziert (glaukonitreiche Turrilitenschichten); dem Turon entsprechen Seewer Kalke (mit Foraminiferen) und Seewer Schiefer (oben); dann folgen noch graue fossilarme Leiboden-Mergel (Emscher) und Leistmergel (Untercampan). Mit Erosionsdiskordanz liegen darauf Glaukonitkalke und Sandsteine der Maastricht- und Dan-Stufe (Wang-Schichten). Diese Fazies reicht bis in den Allgäu (Abb. 175).

In den inneren Teilen der französischen Alpen herrscht dagegen die Fazies der „couches rouges", bunter Mergelkalke, dunkler Schiefer und Sandsteine mit *Globotruncana*.[1]) Im Briançonnais greifen Plattenkalke der Oberkreide auf Jura und Trias über;

[1]) Nach TSCHACHTLI (1938) reicht die Fazies der Couches rouges von der Cenoman-Turon-Grenze bis in das Paläozän und geht also in das Alttertiär über. In den Falknis-Sulzfluh-Serien Graubündens fanden REICHEL & ALLEMANN (1951) in den oberen Teilen Globorotalien, was für Tertiär spricht. Hier verzahnt sich die Folge der couches rouges mit dem Wildflysch.

nach Westen gehen sie zum Teil in den oberen Teil der Glanzschiefer über. Die höheren (südlich beheimateten) Decken der Nordschweiz (ultrahelvetisch und Klippendecke) haben auch die Fazies der couches rouges, d. h. roter Kalkmergel mit Forminiferen. In den südlichen Decken des Allgäu (Liebensteiner Decken) ist diese Fazies als bunte Leimernfolge bekannt; daneben tritt der sogenannte Wildflysch auf, ein dunkler sandiger Mergelschiefer mit großen kristallinen Geröllen noch ungeklärter Herkunft.

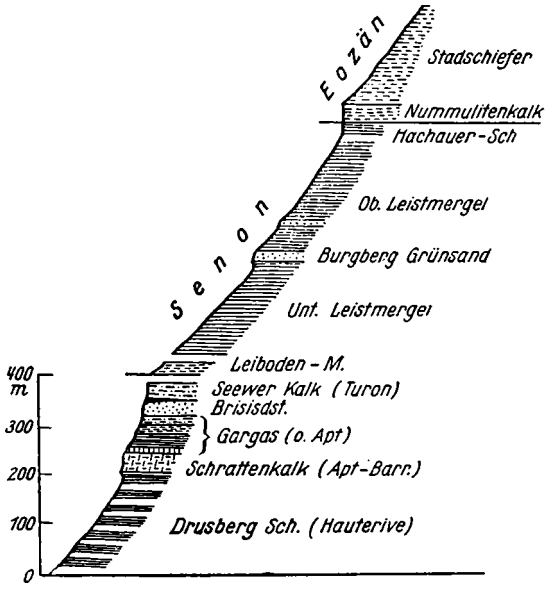


Abb. 175. Die Schichtenfolge der Kreide im Allgäu nach ARNOLD HEIM.

Die Penninischen Decken der Schweiz (s. Abb. 137 und 152) haben nur an wenigen Stellen einwandfreie Oberkreide geliefert; vielleicht war in diesem Gebiet eine Landschwelle. In den Ostalpen lag zwischen der nach Osten auskeilenden helvetischen Zone und den Kalkalpen das Flyschbecken. Hier beginnt die Oberkreide mit grobem Reiselsberger Sandstein (transgressives Cenoman); darüber folgen die höheren Stufen als Zementmergel (bankig im Norden, schieferig im Süden). Das Flyschbecken, welches im Westen einer inneren Furche der Alpenzone entspricht, tritt im Osten an den Außenrand hinaus und wird hier zur Vorsenke. Bei Salzburg hat die tiefere Oberkreide Flyschtypus und stößt nach Norden bis in die Oberpfalz vor (s. S. 525). Im Hangenden kann der Flysch bis in die Maastricht-Stufe reichen (Muntigler Flysch mit *Inoceramus salisburgensis).* Meist liegen in der höheren Oberkreide die grünen und rötlichen Nierentaler Mergel mit *Belemnitella mucronata,* Inoceramen und Maastricht-Ammoniten im hangenden Teil. Das Flyschbecken setzt weiter in den Wiener Wald fort, wo man eine nördliche sandige Zone (Orbitoidenkreide und Greifensteiner Sandstein), eine mittlere Zone von Inoceramenschichten und Nierentaler Mergeln und eine südliche Sandsteinzone (limnisch) unterscheidet.

In den Kalkalpen liegt die Oberkreide zum Teil diskordant über einem im Vorcenoman und Emscher gefalteten Untergrund. Die austrische Phase der Gebirgsbildung erreicht am Südrand der Kalkalpen größere Intensität. Das Cenoman mit kristallinen Geröllen transgrediert zum Teil über Trias. In der späteren „vorgosauischen" Phase waren die Bewegungen auch stark und führten unter anderem zur Bildung der juvavischen Decke (Salzkammergut). Die hangende Gosau-Kreide liegt stark diskordant. Man hat diese Vorkommen früher als Buchten an der Südküste des Kreidemeeres gedeutet, doch ist nach BRINKMANN eine Lagerung in später eingebrochenen Gräben nachzuweisen. Da der Transgressionshorizont verschieden alt ist, muß mit mehreren Diskordanzen gerechnet werden. Faziell handelt es sich um stark wechselnde litorale Konglomerate, Sandsteine und Mergel mit eingeschalteten Hippuriten-Riffen, in denen häufig auch Nerineen, Actaeonellen und *Cyclolites* auftreten.

BRINKMANN gliedert die Gosaukreide wie folgt (von oben):

Dan — Liesernschichten mit kristallinen Geröllen; in Niederösterreich kommen nach KÜHN *Nautilus danicus* und *Garumnaster* vor.

Maastricht — Nierentaler Mergel mit *Scaphites constrictus* und *Pachydiscus neubergicus;* an der Basis *Orbitoides*-Sandstein und Diskordanz.

Unteres Mucronaten-Senon — Obergosau. Breccien, Konglomerate, oben Mergel; Hippuritenriffe selten. Unten Diskordanz.

Quadraten- bis oberes Granulaten-Senon — Mittelgosau. Mergel mit Hippuriten- und Korallenriffen; kohlenführende Lagen; unten *Placenticeras bidorsatum, Mortoniceras.* Basis: Geröllschicht. Darunter Diskordanz.

Unteres Granulaten-Senon bis Emscher — Untergosau. Sandige Mergel, unten Konglomerate. Es treten oben *Placenticeras,* tiefer *Mortoniceras texanum, Barroisiceras haberfellneri, Tissotia,* unten *Gauthiericeras margae* (Unteremscher) auf.

Nach BRINKMANN fehlt Turon, so daß die vorgosauische Faltung der subhercynischen Phase entsprechen dürfte. Die Gosau ist eine Saumbildung der kretazischen Alpen (Molasse).

Die Gosaukreide greift am Ostrande der Alpen auch auf die Zentralzone über (Steiermark, Bacher-Geb.); auch in den Julischen Alpen liegt sie (mit Rudistenriffen) transgressiv auf Neokom, Jura oder Trias. Da auch in Venetien und der Lombardei transgressive Rudistenkalke auftreten, bildet diese Fazies einen Saum der aufsteigenden Zentralalpinen Insel. Am Südrand der Alpen ist allerdings nur die tiefere Oberkreide als Rudistenkalk entwickelt; darüber liegt die senone Scaglia, eine mächtige Folge heller und roter Mergelkalke mit Foraminiferen und Radiolarien, den couches rouges der Südalpen vergleichbar.

Die Scaglia ist auch kennzeichnend für den östlichen (toskanidischen) Apennin. Im westlichen Nordapennin (Liguriden) herrschen dagegen Tonschiefer (Argille scagliose), die petrographisch und faunistisch schwer vom Liegenden abzutrennen sind und an die Penninische Zone in den Alpen erinnern. In Süditalien und Sizilien tritt die Scaglia zugunsten mächtiger Rudistenkalke zurück, welche die ähnliche Fazies des Neokoms (Urgon) fortsetzen. Im Kalabrischen Massiv transgrediert das Cenoman als Austern-Ton (afrikanische Fazies) über Grundgebirge. Höher folgen Rudistenkalke in reduzierter Mächtigkeit.

Auch am Südrande der Alpen geht die Scaglia-Fazies des Senons ostwärts in eine Rudistenkalkfazies über, welche im Karst die ganze Oberkreide vertritt und die Land-

schaft des Karstes bestimmt. Eine Gosau-Fazies mit Basisdiskordanz ist auch hier die Saumbildung an einer Schwelle in der zentralen Balkanhalbinsel. Westlich davon ziehen die Rudistenkalke nach Albanien, Griechenland, Kreta und nach dem südlichen Kleinasien weiter, so daß diese Ausbildung typisch für den periadriatischen Raum und für das östliche Mittelmeer wird. In Dalmatien liegen über den Rudistenkalken spätsenone und alttertiäre Brack- und Süßwasserschichten mit Kohlen (liburnische Stufe = Cosina-Schichten).

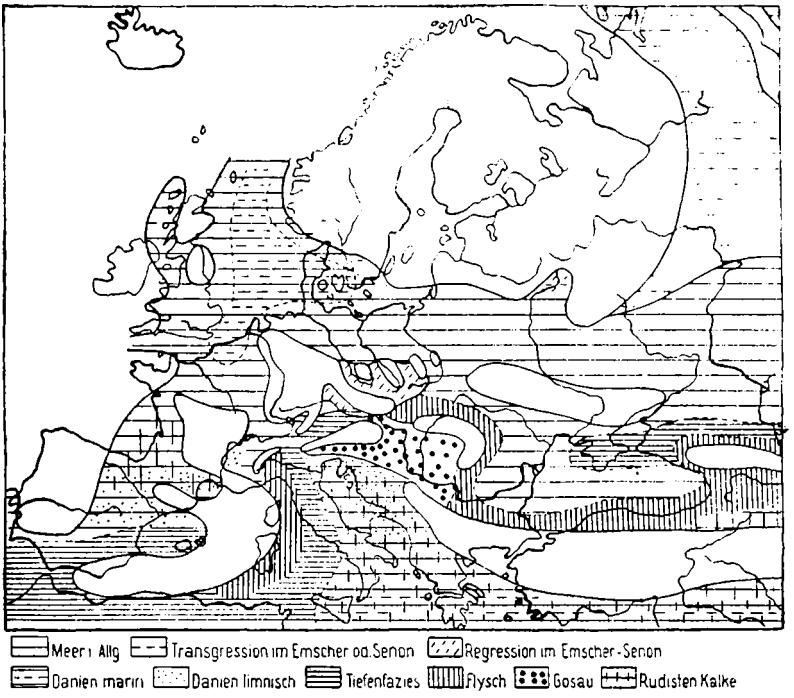


Abb. 176. Verbreitung und Fazies der Oberkreide in Europa.

Das südmediterrane Becken besitzt also in der Oberkreide einen Saum von Gosaufazies im Norden und Osten und von Flysch (Argille scagliose) im Westen; im Hauptteile des Beckens liegt eine neritische Riffkalkplatte, während die Scaglia auf den tiefsten zentralen Bereich beschränkt ist (Abb. 176).

Kehren wir zum Nordrande der Alpen zurück. Die Flysch-Senke des Vorlandes setzt in das Vorland der Karpathen fort, wo die Inoceramen-Schichten der nördlichen Flyschzone entsprechen. Diese zum Teil ölführende Serie besteht aus kalkreichen Sandsteinen, Schiefern und Mergeln mit Fucoiden, roten und grünen Schiefern und plattigen Sandsteinen. Sie liegt konkordant der Unterkreide auf und endet oben mit der Zone des *Scaphites constrictus* und mit einem konglomeratischen Sandstein (Jamna-Sandstein). Mit dieser, bis Rumänien verfolgbaren Fazies der Subkarpathen ist in den West-

karpathen die „Schlesische Fazies" verzahnt. Diese Istebner Schichten bestehen aus Sandsteinen unten (Baschker-Sandstein), aus dunklen Tonschiefern und Mergeln (Friedecker Baculiten-Mergel) oben und vertreten die ganze Oberkreide. Im Norden waren sie durch eine gelegentlich überflutete Schwelle von dem mitteleuropäischen Meer Oberschlesiens getrennt. Noch weiter im Osten geht die Flyschvorsenke der Karpathen unmittelbar in dem Oberkreidemeer des Vorlandes (Lemberg-Lubliner Senke) über, welches mitteleuropäische Fazies hat. Daraus erklärt sich die faunistische Ähnlichkeit der Flyschzone mit Mitteleuropa *(Belemnitella, Inoceramus* usw.).

Die inneren Teile der Karpathen wurden schon vor der Oberkreide gefaltet. Das transgressive Cenoman besteht aus Sandstein mit *Exogyra columba;* höher folgen in der pieninischen Klippenzone rote „Nierentaler" Mergel (Puchow-Schichten). Ein Teil der Innerkarpathen (Tatra, Ostkarpathen, Siebenbürgen) war aber überhaupt nicht überflutet und trennte als „Kordillere" die Flyschvorsenke von dem Meer der ungarischen Ebene, wo die Gosau-Fazies herrscht; dieses Flachbecken reichte bis Serbien und Mazedonien und hatte über Südwestungarn Verbindung mit dem Südmeer. Seinen Westsaum bildeten die Ostalpen (s. oben), im Süden war es von der Landmasse der zentralen Balkanhalbinsel und des Rhodope-Gebirges begrenzt, die nach Kleinasien fortsetzte. Erst in Armenien und im Antikaukasus erscheint wieder transgressive Gosau mit Rudisten und Schnecken.

Die Flyschzone zieht dagegen nordöstlich von diesem Schwellengebiet über die Südkarpathen nach dem Balkangebirge weiter und kann nach Anatolien und nach dem Südkaukasus verfolgt werden. Die Oberkreide beginnt diskordant und übergreifend in den Ostkarpathen (Bucegi-Konglomerat) und im Balkan, wo an der Basis konglomeratische Sandsteine, höher Quarzitsandsteine und Grünsande mit *Orbitolina* und *Acanthoceras rhotomagense* liegen. Darüber folgt ein plattiger Mergelkalk mit Hornsteinen, Foraminiferen und Inoceramen (Flecken- und Buntkalkflysch nach KOCKEL). Innerhalb des Flyschtroges der rumänischen Karpathen scheiden sich während der subhercynischen Phase zwei Bereiche verschiedener Entwicklung. Während im Westen, in Transsylvanien nur die tiefere Oberkreide marin entwickelt ist und mediterrane Fazies besitzt, zeigt sich im Osten über der älteren, vorcampanen Oberkreide, die übrigens eher borealen Charakter trägt, ein junger Flysch von campanisch-dänischem Alter. Bis in das Dan sind in Westrumänien subsequente Magmatite verbreitet, und zwar neben Andesiten und Daziten Plutone von sehr wechselnder Zusammensetzung (Banatite). Andesite und Tuffe sind auch im Ostbalkan bekannt und setzen weiter bis Anatolien und Transkaukasien fort, wo sie auch bis zur dänischen Stufe reichen sollen.

Der Schelf, welcher der Flyschzone im Nordosten vorgelagert ist, hat dagegen mitteleuropäische Fazies. Die Transgression im Alb-Cenoman überdeckt das ganze süd- und mittelrussische Gebiet und schafft gleiche Verhältnisse von der Nordsee bis zum Kaspi; nur kleine Teile der Podolischen Masse und des zentralen Kaukasus bleiben als Inseln übrig (Abb. 176).

In der Dobrudscha hat das Cenoman „Klippenfazies" (Crinoidenbreccien und glaukonitische Kalksande) mit mediterranen Einschlägen *(Cyclolites).* Das Turon besteht aus Glaukonitmergel und Plänerkalk, das Senon aus Schreibkreide mit Feuersteinen und hangendem gröberem Orbitoidenkalk. Am Westrand der Podolischen Insel transgrediert schon Gault. Das Cenoman ist ein Glaukonitsand, Turon und Senon sind weiße (oben gelbe) Mergel mit Feuerstein. In der Krim sind Lücken, Konglomeratlagen und häufiger Fazieswechsel bemerkenswert, bei sonst ähnlichem Typus; das zum Teil grünsandige Senon wird von Bryozoenkalken des

Danien bedeckt. Auch im Kaukasus ist die Ausbildung vorwiegend mitteleuropäisch: Cenoman als Grünsand und Mergel, Turon als weißer Kalk mit Inoceramen, Senon als weiße Kreide mit Inoceramen und *Scaphites constrictus*, Danien mit *Nautilus danicus*. Nach WILSER tritt am Saum der Zentralkaukasischen Insel Flysch mit Orbitoidenmergeln auf.

Überraschend gleichartig ist die Fazies im zentralen und mittleren russischen Gebiet. Die Transgression beginnt im Albien; das Cenoman (etwa 30 m) setzt sich unten aus Glaukonitsanden mit Phosphoriten, oben aus sandiger Kreide zusammen. Turon und Emscher bestehen aus Schreibkreide, randlich aus Sanden. Im Frühsenon herrscht Bodenunruhe und zunächst eine Verflachung; dann greift das Meer in Ostrußland weit nach Norden über; faziell herrschen nun sandige Tone und Kieselkreide (Gaize) vor. Dann hört die Verbindung nach Norden auf, das Becken vertieft sich aber, und es entstehen Tröge mit mächtiger Schreibkreide (untere Wolga, Donezgebiet), von einem Saum toniger und glaukonitisch-sandiger Sedimente umgeben. Als höchste Stufe tritt Maastricht mit *Belemnitella lanceolata* auf. Rhythmus, Fazies und Fauna sind mit Mitteleuropa identisch.

Ein Querschnitt durch das Oberkreidemeer im Meridian des Schwarzen Meeres zeigt also von Norden nach Süden: den russischen Schelf mit Schreibkreide, die Flyschzone Anatoliens, Gosau in Armenien, den kleinasiatischen Festlandskern und das breite Rudistenkalk-Becken der südlichen Tethys, welches weit über Nordafrika und Arabien übergreift (Abb. 176).

In Syrien und Palästina beginnt das Cenoman mit Mergeln von afrikanischem Typ *(Orbitolina*, Seeigel, Austern); höher stellen sich Rudisten-Kalke und Ammoniten ein *(Acanthoceras, Neolobites)*. Das Turon besteht aus Rudistenkalken, Sandstein und Kieselton *(Tissotia)*. Das Senon beginnt mit harten Kalken, die nach oben in Schreibkreide mit Feuersteinen übergehen. Nicht wesentlich anders ist die Ausbildung am Sinai und in der Isthmuswüste. In Arabien, d. h. weiter südlich macht sich im Cenoman (Gips) und besonders im Turon (fossilleere Sandsteine) eine Verflachung bemerkbar; das Senon besteht im Norden noch aus Austernkalken und Schreibkreide. Weiter im Süden (Hedschas) geht dagegen die ganze Oberkreide in eine Sandsteinfolge über, welche den südafrikanischen Festlandskern umgibt.

Auch in Nordafrika greift das Mittelmeer nach Süden über. Während im Norden eine kalkige Entwicklung herrscht, gehen nach Süden zuerst die unteren, dann auch die höheren Horizonte in die sandige Fazies des höheren Nubischen Sandsteins über. Das Meer transgrediert also nach Süden, und der Höhepunkt wird im Danien erreicht, welches noch im Sudan als Schreibkreide, weiter im Süden als bunter Esreschiefer entwickelt ist *(Echinocorys, Nautilus danicus* usw.). Das Danien endet mit einer großen Regression.

b) Die Tethys in Asien

In der Unterkreide bilden rote Sandsteine und Konglomerate mit Salzlagern den Nordsaum der asiatischen Tethys. Man kennt sie in Turkestan, Nordafghanistan, Pamir und weiter im Osten im Yang-tse-Becken und in Szechuan. Das nach Süden zurückgedrängte Meer setzt vom Antikaukasus nach dem südlichen Iran, Afghanistan und dem Himalaya fort. Hier vertreten die oberen Spiti-Schiefer (Lochambel beds) Obertithon, Infravalendis und Valendis und enthalten zahlreiche Ammoniten *(Spiticeras, Astieria, Berriasella, Thurmannia, Acanthodiscus, Neocomites, Phylloceras strigile), Belemnites gerardi, Aucella blanfordi, Trigonien* und *Inoceramen*. Darüber liegt der Gieumalsandstein mit spärlicher Fauna (Hauterive bis Albien). Weiter im Osten ist erst in Südsumatra wieder Neokom mit Ammoniten bekannt; in den Molukken besteht

dagegen vollkommene Übereinstimmung der Fazies mit dem Himalaya. Die weitere Fortsetzung nach Osten ist wenig gesichert. In Ostaustralien (Queensland) sei die Rollingdown-Serie erwähnt, eine Folge von Sandsteinen und Schiefern mit *Crioceras, Desmoceras,* Inoceramen und Meeressauriern, berühmt durch ihre gewaltigen artesischen Wasserhorizonte. In Neuseeland (Südinsel) ist Albien bekannt. Marine Unterkreide fehlt im Raume zwischen Neu-Guinea, Australien und Neuseeland, wohl infolge einer jungkimmerischen Orogenese. Eine stärkere Faltung im Barrémien mit basischen Intrusionen ist von Neuseeland bekannt. Diese Hokonui-Phase entspricht nach KOBAYASHI der japanischen Oshima-Phase.

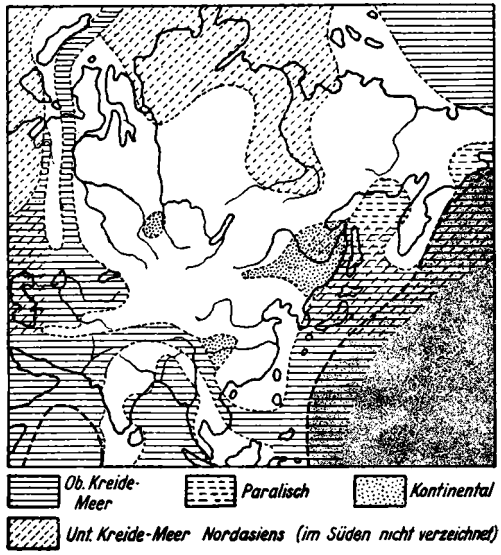


Abb. 177. Die Kreidemeere in Asien; in Südasien deckt sich der Meeresraum der Unterkreide mehr oder weniger mit dem der Oberkreide.

Die zentrale Zone der asiatischen Tethys war relativ schmal. Schon im Salt Range greift das Neokom als Sandmergel und Sandstein auf eine korrodierte Oberfläche des Jura über. Weiter im Süden, bei Kutsch (s. S. 483), geht die Jurafolge nach oben in pflanzenführende Sandsteine (obere Umia-Schichten) über, die marine Lagen mit zahlreichen Muscheln *(Exogyra imbricata, Trigonia ventricosa, vau-scripta, smeei, Cucullea, Astarte)* der südafrikanischen Uitenhage-Formation enthalten (s. S. 547). Hier handelt es sich also um eine Ingression von Süden, auf die noch einzugehen sein wird.

Die Oberkreide ist auch in Asien oft transgressiv. Über der roten Serie des Turkestan folgen Tone mit *Acanthoplites* des Aptien-Albien, Cenoman mit Austern von afrikanischem Typus und höhere Oberkreide mit Ammoniten *(Placenticeras,* Neoceratiten) und Rudisten-Kalken. Die oberste Kreide entspricht einer Regression (Gipslager). Dieser „südliche Typus" ist insofern eigenartig, als unmittelbar nördlich davon (Kisil-Kum-Wüste) eine weiße Schreibkreide mit Belemnitellen die Verbindung mit dem

ostrussischen Gebiet bezeugt. Das Oberkreidemeer ingredierte weiter in Längsbuchten zwischen die Gebirgszüge des Alai, West-Tjanschan und Pamir, wo auch Rudistenkalke bekannt sind. Auch der Karakorum zeigt noch ähnliche Verhältnisse und dieselbe Entwicklung reicht bis Nordpersien. Südlich von diesem transgressiven Nordsaum lag ein permanentes Meer, welches aber ähnliche Fazies besitzt. Die Hippuritenkalk-Platte der südlichen Tethys zieht über Mesopotamien nach dem Südwestiran, wo eine gutgegliederte Folge bekannt ist. In Afghanistan und Beludschistan ist der tiefere Teil der Oberkreide flach neritisch; im Maastricht erfolgt eine Vertiefung. Die sehr reiche Fauna besteht aus einer Mischung europäischer und afrikanischer Faunen und enthält den jüngsten bekannten Ammoniten. Darüber liegt Dan mit *Nautilus danicus, Venericardia (Cardita) beaumonti* und der Riesenforaminifere *Loftusia,* welches lückenlos in Tertiär übergeht. Im Dan finden sich auch die ersten Ergüsse von Plateaubasalt, welche im Dekkan-Plateau während des Alttertiärs (bis Eozän) gewaltige Dimensionen annehmen; sie bedecken zwischen Kutsch, Benares und Bombay 300 000 Quadratkilometer und werden bis 2000 m mächtig. Da sie hier ein wenig mächtiges marines Cenoman oder brackische Schichten der höheren Kreide überlagern, liegt also in Indien der Südsaum der Tethys vor. Dagegen setzt das Meer von Beludschistan südwärts in den Westindik fort (s. unten).

Zur eigentlichen Tethys gehört noch der Himalaya, wo bei Spiti über dem Gieumal-Sandstein Mergel mit *Acanthoceras rhotomagense* (Cenoman), Rudistenkalke (Chikkimkalk) und Tone der Oberkreide folgen. In Tibet (Zentraltibet, Indusquellen) ist die Folge ähnlich; sie endet mit Maastricht in ähnlicher Ausbildung wie in Beludschistan.

Die Fortsetzung nach Osten geht über Hinterindien nach den Sundainseln, wo Orbitolinen-Schichten des Cenoman weit verbreitet sind. Auf Borneo enthalten die Nerineen-Rudistenkalke der Oberkreide auch südindische Formen, was auf die Kreuzung der Tethys durch ein ostindisches Meer deutet, auf welches noch zurückzukommen sein wird.

Marine Oberkreide ist dann im Osten von Neu-Guinea, in West- und Ostaustralien bekannt. In Queensland handelt es sich um flachneritische Sandsteine, die nach dem Landinnern in ästuarine Schichten mit Fischen, Dinosauriern und Pflanzen übergehen. Im Westen Australiens ist der obere Teil der Folge kalkig. Auf Neuseeland endlich hat die Oberkreide Beziehungen zu der Antarktis (s. unten). Marines Dan fehlt östlich von Birma, anscheinend im Zusammenhang mit den laramischen Bewegungen, welche in den Sunda-Inseln und Molukken besonders intensiv waren. Nach TERMIER sind diese Bewegungen für die Trennung von Tethys und Pazifik bedeutsam gewesen.

C. Die boreale Kreide

Streng genommen gilt diese Bezeichnung nur für die Unterkreide, welche eng an den borealen Jura anschließt. Die Oberkreide fehlt in der Arktis meist ganz, während sie im ostrussischen Gebiet, wie gezeigt, mitteleuropäische Ausbildung hat und zum Vorschelf der Tethys gehört.

Die Unterkreide im russischen Gebiet besteht aus etwa 50 m Sandstein und dunklem Ton und füllt vor allem die Ostrussische Senke vom Petschora-Becken bis zur unteren

Wolga aus; nach Westen greift sie bis Moskau vor und hatte wohl gelegentlich eine Verbindung nach Westeuropa (s. Abb. 174). Die wichtigsten Zonen sind (von unten):

Infravalendis (Rjäsan-Horizont): Sandsteine mit Phosphorit, zum Teil mit Pflanzen, *Berriasella rjasanensis, Aucella volgensis, Belemnites subquadratus.*
Untervalendis: *Craspedites spasskensis,* oben *Tollia (tolli* und *stenomphala), Aucella keyserlingi, Belemnites lateralis.*
Mittelvalendis: *Polyptychites keyserlingi* und andere, die letzten *Craspediten, Holcostephanus, Aucella crassicollis.*
Obervalendis und Unterhauterive: nicht sicher nachgewiesen.
Oberhauterive und Unterbarrême: *Simbirskites (versicolor, decheni).*
Oberbarrême nur an der Wolga bekannt.
Apt: nur im Osten marin mit *Parahoplites deshayesi,* bei Moskau limnisch.
Albien: *Hoplites dentatus, Hoplites jachromensis.* Nur im Süden entwickelt.

Die Zonenfolge weist oft Lücken auf. Bemerkenswert sind Beziehungen zu Mitteleuropa, ferner die Vertiefung im Hauterivien und die Verflachung im Barrême. Vom Apt an hört die Verbindung nach der Arktis auf, während die Beziehungen nach dem Westen deutlicher werden.

Das gilt auch für die schon S. 538 besprochene Oberkreide, welche im Gegensatz zum meridionalen Unterkreide-Becken äquatoriale Verbreitung besitzt. Nur am Ural dringt im tieferen Senon ein Flachmeer bis zum Petschora-Becken (Abb. 176) und bis zur Großlandtundra nordwärts vor (Sandsteine mit *Actinocamax* und *Pteria tenuicostata*). Im höheren Senon ist diese Nordverbindung nur östlich vom Ural erhalten (Abb. 177).

In der europäischen Arktis (Nowaja Semlja, Spitzbergen, Franz-Josephs-Land) ist die Ausbildung der Unterkreide sehr ähnlich. Der Rjäsan-Horizont mit *Aucella volgensis* und *Craspedites spasskensis* ist als bituminöser Kalk bekannt. Höheres Valendis ist durch sandige, geodenreiche Schiefer mit Polyptychiten und Aucellen vertreten und in Subzonen gliederbar. Im Obervalendis beginnt auch hier eine kontinentale Folge mit Pflanzen und Kohlen; sie umfaßt auch die Hauterive- und Barrême-Stufe. Das Apt beginnt mit einer flachen Überflutung (Sande mit *Ditrupa, Aucellina, Aconeceras, Parahoplites deshayesi* usw.), die aber nur von Spitzbergen bekannt ist. Das Alb ist durch konglomeratische Schichten mit *Hoplites jachromensis* vertreten. Jüngere Kreide fehlt im ganzen Barents-See-Gebiet. Erwähnt seien die weit verbreiteten Basalte und Dolerite, welche nach H. FREBOLD wahrscheinlich in die Zeit der kontinentalen Folge zu stellen sind. Südwärts reicht die Unterkreide bis zu den Lofoten (Andö).

In Ostgrönland ist eine ähnliche flachneritische bzw. litorale Ausbildung der Unterkreide bekannt, welche vielleicht über den Skandik mit Ostengland in Verbindung stand. Von der Oberkreide sind im nördlichen Ostgrönland nur spärliche Sandsteinvorkommen mit *Pteria tenuicostata,* Inoceramen und Echiniden bekannt (nach H. FREBOLD Oberemscher). An der Westküste Grönlands treten dagegen (Disko, Nagsuak) ästuarine pflanzenführende Schichten auf, die oben marine Lagen enthalten; es ist Cenoman-Senon mit Beziehungen zu Nordamerika.

Das Unterkreidemeer setzt in das Gebiet der sibirischen Arktis mit ähnlicher Verbreitung wie der Jura fort (Abb. 177). Am Ostural bestand ein südwärts vorspringender Golf (Sandsteine mit *Craspedites* und *Polyptychites),* der sich im Obersenon südwärts bis zur Verbindung mit dem mediterranen Meer verlängerte (sandig-tonige Schichten mit *Baculites* und *Scaphites,* Glaukonitsandsteine mit *Pteria* bei Beresow am Ob, Kreide mit *Belemnitella lanceolata* bei Tagilsk und Troizk).

Sandsteine und Schiefer der Unterkreide sind am sibirischen Eismeer bekannt: Enissej-Mündung, Taimyr-Halbinsel, untere Chatanga, Anabara, Olenek, Lena, Jana und Aldan. Die Folge ist zum Teil recht fossilreich; die Ammoniten und Aucellen sind durch die bekannten borealen Arten vertreten; zahlreich sind Inoceramen *(retrorsus)* und andere Muscheln *(Hinnites, Pseudomonotis).* Im Lena-Jana-Gebiet bestand ein ästuariner Golf, der nach Süden bis zum Wiluj vordrang (Abb. 177); Pflanzensandsteine mit Kohlen enthalten hier marine Einschaltungen mit *Inoceramus retrorsus.* Jüngere Kreide fehlt.

Zwischen diesem arktischen Becken und der zentralasiatischen Tethys lag der große sinosibirische Kontinent, wo von der Kreide wenig bekannt ist. In der Mongolei ist neuerdings eine kontinentale Folge mit folgender Gliederung bekanntgeworden (von unten):

Aschile-Stufe — Tone mit Dinosauriern und Insekten. Wohl oberster Jura.

Oudai Sair-Stufe — Tone mit Iguanodonten, Fischen, Insekten.

Djadochta-Stufe — Rote Sande mit *Protoceratops* und Eiergelegen von Sauriern.

Iren Dabasu-Stufe — Tone mit Dinosauriern der obersten Kreide.

Kontinentale Sandsteine und Konglomerate mit Sauriern der Oberkreide treten auch am Amur und an der Bureja westlich vom Kleinen Chingan auf. Weiter im Osten lag die Uferzone des kretazischen Pazifik (Abb. 177).

D. Der pazifische Saum Asiens

Während im Anadyrbecken noch arktisches Valendis mit Aucellen bekannt ist, herrscht an der Küste der Beringstraße die sogenannte indopazifische Fazies mit den Ammoniten *Helicoceras, Lytoceras, Stoliczkaia* (s. unten); es ist Cenoman. Höhere Kreide ist von Kamtschatka bekannt. Am unteren Amur besteht die Unterkreide aus Pflanzensandsteinen und marinen Tonen, was vielleicht auf eine gelegentliche Verbindung mit dem Lena-Becken hinweist. Darüber folgt die kontinentale Folge wie in der Mongolei (s. oben). Vollständigere Profile liefert Japan.

Unterkreide ist im Südussuri-Gebiet (obere Nikkan-Serie), auf Sachalin und in Japan (Ryoseki-Serie) in paralischer Ausbildung (mit Kohlen) bekannt. Darüber liegt die Aino-Serie Sachalins oder Monobegawa-Serie Japans (Apt — Untercenoman); es sind Schiefer mit Laubblättern und einigen marinen Lagen *(Parahoplites, Douvilleiceras, Crioceras).* Die hangende Giljak-Stufe Sachalins enthält eine reiche Flora und Kohlen.

Das Senon (Orotschen-Stufe Sachalins, Urukawa-Stufe Japans) transgrediert bis auf das Grundgebirge. Es ist eine Wechsellagerung von Pflanzenschichten mit marinen Kalksandsteinen, Schiefern und Mergeln. Die Fauna ist indopazifisch: *Phylloceras velledae, Gaudryceras sacya, Puzosia, Parapachydiscus,* große Inoceramen, viele Muscheln und Schnecken.

Während also die Unterkreide des nordpazifischen Saumes kontinental mit arktischen Ingressionen ist, zeigt die litorale Oberkreide südliche Einflüsse, die aus dem Osten Indiens (Pondichery) stammen; diese Fauna, auf die unten noch einzugehen sein wird, ersetzt im Pazifik die Tethysgemeinschaft, mit der sie sich nur im Sundagebiet mischt. Im Senon lassen sich auf den japanischen Inseln und auf Sachalin drei Tröge mit flachmariner bis deltaischer Fazies, mit klastischen Bildungen und mit Kaustobiolithen unterscheiden, welche gewaltige Mächtigkeiten (angeblich bis 16 000 m) besitzen sollen.

Die Gebirgsbildung erreichte in Japan in der Kreide erhebliche Intensität. Schon die Oga-Phase zu Beginn der Kreide (S. 479) ist hier und in Korea stark und mit basischen Intrusionen

verbunden. Besondere Wichtigkeit haben nach KOBAYASHI die Oshima-Phase (vor Apt) und die Sakawa-Phase (vor Cenoman), in denen die zentrale Achse der Inseln entstand. Beide sind mit ostvergenten Überschiebungen, Blattverschiebungen und magmatischen Vorgängen verknüpft. Schwächere subhercynische Bewegungen (Izumi-Phase) sind auch bekannt.

E. Die Kreide Nordamerikas

Eine ausführliche stratigraphische Gliederung der Kreide in den Vereinigten Staaten gaben 1952 W. A. COBBAN & J. B. REESIDE. Eine Übersicht der tektonischen Verhältnisse während der Kreide in der Neuen Welt gab 1940 STILLE.

Die nevadische Tektogenese (S. 480) brachte eine Längsteilung Nordamerikas hervor. Westlich von der zentralen Aufwölbung der Kordilleren lag die Shasta-See, ein gegliedertes buchtenreiches Becken, welches vom Pazifik durch schmale Küstenketten abgetrennt war. Die Sedimente dieses Beckens sind sandig-tonig mit einer Fauna von borealem Charakter *(Simbirskites, Aucella crassicollis, Aucella keyserlingi, Cylindroteuthis).* In großer Mächtigkeit kennt man sie von Alaska (mit Kohlen), aus Britisch-Kolumbien und aus Kalifornien, wo die unteren Knoxville-Schichten dem Obertithon und Neokom, die Horsetown-Schichten (zum Teil mit indopazifischen Elementen) dem Albien entsprechen. Laven und Tuffe sind häufig. Noch deutlicher ist der indopazifische Einschlag in der Ober k r e i d e , welche zum Teil über die gefalteten Küstenkordilleren übergreift. Die hierzu gehörige sandig-tonige Chico-Serie reicht auch von Kalifornien bis Alaska; sie enthält gelegentlich Kohlen, führt aber stellenweise (Vancouver) eine reiche Fauna von indopazifischen Ammoniten *(Gaudryceras, Kossmaticeras, Parapachydiscus).*

Die aufsteigende Zentralachse der Kordilleren trennt dieses Meer von den Kreidebecken des inneren Nordamerikas und Mexikos (Abb. 178). Die beiden Flanken derselben haben fast nichts gemeinsam. An der Ostseite entwickelt sich eine gewaltige Randsenke, die die ganze Länge des Kontinents einnimmt und allmählich vom Meere überflutet wird. Über den Morrison-Schichten (s. S. 479) des Oberjura folgt in der Unterkreide die mächtige brackisch-limnische Kootenai-Serie mit reichen Kohlenflözen. Nach Osten keilt sie allmählich aus; das zentrale Nordamerika bildet eine gewaltige unsymmetrische Schüssel zwischen den Kordilleren im Westen und den Resten des Appalachischen Hochlandes im Osten.

Über dem eingeebneten atlantischen Saum liegt in Maryland wieder kontinentale Unterkreide – die Potomac-Formation, etwa 200 m Konglomerat und Sandstein, unten mit Sauriern der Jura-Kreide-Grenze, oben mit Dikotyledonen (Apt–Alb).

Die zentrale Schüssel vertieft sich nach Süden zu dem großen mexikanischen oder Comanche-Becken. Diese Folge hat den europäisch-mediterranen Charakter von „Urgon-Kalken" mit Requienien und europäischen Ammoniten. Mit dem liegenden Jura besteht teils Konkordanz, teils Diskordanz. In Südmexiko greift Apt sogar auf Grundgebirge über, während in Texas Apt und Alb in Urgonfazies auf lagunäres Neokom oder ältere Schichten übergreifen. Das Meer stößt also auch von Süden in die Vorsenke der Kordilleren vor und erreicht am Ende der Unterkreide Kansas und Colorado, womit eine große Transgression eingeleitet wird, die für kurze Zeit sogar nach der Arktis durchstößt.

Am Ende des Neokom wurde die Barre zwischen dem Pazifik und der östlichen Vorsenke neu gehoben und blieb damit das Rückgrat des Kontinents. Gewaltige Mengen von Gesteinsschutt wurden in das östliche Becken abgeladen (bis 3000 m), welches weiter sank und zu einer typischen paralischen Vorsenke mit enormer Stapelung von Stein- und Braunkohlen wurde (Vorrat etwa 2000 Milliarden t!). Diese Ausbildung

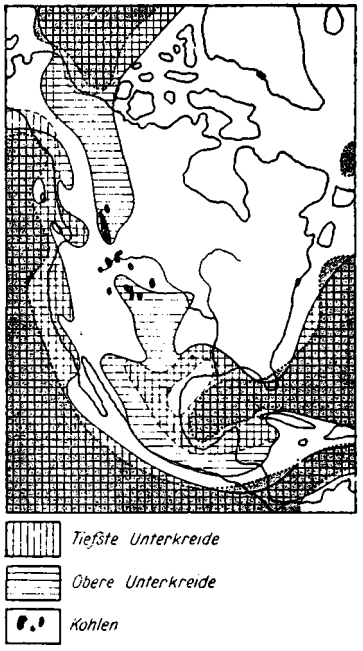


Abb. 178.
Die Unterkreide in Nordamerika.
Nach SCHUCHERT.

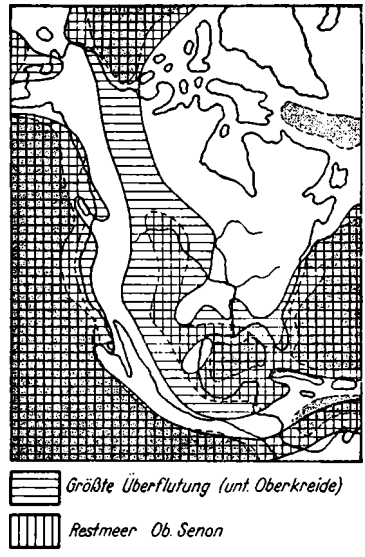


Abb. 179.
Die Oberkreide in Nordamerika.
Nach SCHUCHERT.

kennzeichnet aber nur den Saum am Rande der Kordilleren; weiter im Osten schließt ein Flachschelf an, über den im Turon das Meer von Mexiko bis zur Arktis reichte (Abb. 179). Man unterscheidet hier das nördliche Dakota-Meer der Prärienkreide, welches im Senon noch Britisch-Kolumbien erreicht und das südliche mexikanische Becken, welches auch Texas umfaßt und eine Fortsetzung der älteren Comanche-See darstellt. Die Unterschiede beider Becken entsprechen denen zwischen Mitteleuropa und der Tethys. In Mexiko und Texas bestehen Turon und Senon aus Rudistenkalken, die nach Norden spärlicher werden und von der Prärienkreide ersetzt sind, die faziell unserer Schreibkreide entspricht und sich im Westen mit den ästuarinen Schichten der Kordilleren-Vorsenke verzahnt.

Hier entspricht die Coloradoserie dem Turon, Emscher und Santon. Sie beginnt mit dem Benton oder der Eagle-Ford-Stufe (Inoceramen, *Prionotropis woolgari, Holcoscaphites*); die hangende Austin-Stufe enthält *Mortoniceras texanum, Placenticeras,* Baculiten. Die entsprechende Niobrara-Stufe von Montana führt *Mosasaurus, Pteranodon,* Vögel und Fische.

Die hangende Montana-Serie (Campan) beginnt mit der Fort-Pierre-Stufe *(Holcoscaphites, Placenticeras placenta);* in Dakota wird sie durch ästuarine Schichten mit Pflanzen, Muscheln, Schnecken, Fischen, Schildkröten und Dinosauriern ersetzt; in Texas sind *Exogyra, Gryphaea vesicularis* und *Sphenodiscus* häufig (Taylor-Stufe). Der obere Teil der Montana-Serie ist in Montana und Texas marin, in Colorado und Neumexiko limnisch mit Kohlen. In den Antillen ist die marine Serie mit vulkanischem Material untermischt. Dann erfolgt eine große Regression, verbunden mit intensivem andesitischem Vulkanismus in der zentralen Kordilleren-Achse. Die zugehörige Laramie- (Lance-) Formation ist eine bis 2000 m mächtige Folge von hellen Sandsteinen und Schiefern mit einer Flora von zum Teil tertiärem Typus, mit großen Sauriern *(Triceratops)* und einigen primitiven Säugern. Eine kurze marine Überflutung in Montana und Dakota lagert die Cannonball-Folge ab (Sande mit Mergel mit *Lamna, Turritella, Corbula),* die vielleicht dem Dan entspricht.

Während in der Oberkreide der Ostteil der zentralen Ebenen und die Appalachenregion Land waren, griff das Meer des Mexikanischen Golfes über Florida an der Ostküste ziemlich weit nordwärts vor. Über der Potomac-Serie liegen hier Grünsande und Schreibkreide *(Mosasaurus, Belemnitella),* welche dem mitteleuropäischen Campan und Maastricht entsprechen. Eine Fortsetzung dieses Meeres nach Westgrönland (KOSSMAT), d. h. ein Uratlantik ist nicht ausgeschlossen.

Orogenetisch sind in Nordamerika zwei Ereignisse besonders wichtig: die ältere nevadische (kimmerische) Tektogenese, welche an der Jura-Kreide-Wende die westlichen Ketten an die aufsteigende Kordillerenachse angliederte und die jüngere laramische Tektogenese an der Kreide-Tertiärgrenze, welche den östlichen Kordillerenstrang schuf. Die laramische Faltung hat nach STILLE ihre Hauptintensität im Antillenbogen und in Alaska, während sie dazwischen gegenüber der nevadischen zurücktritt und gelegentlich nur germanotypen Charakter hat. Die austrische Phase ist örtlich vertreten. Die nevadische Faltung (s. auch S. 486) zeigt vorwiegend Westvergenz, starken initialen basischen Vulkanismus und gewaltigen orogenen Plutonismus (Granodiorite). Die laramische Faltung hat vorherrschende Ostvergenz; magmatische Erscheinungen treten zurück und sind nach STILLE (1940) auf ein synorogenes Aufsteigen „allochthoner" Magmen von West nach Ost beschränkt.

F. Die Südkontinente

a) Südamerika

Die Fazies der mediterranen europäischen Kreide setzt bis in den Mexikanischen Golf fort, besitzt aber hier keine Verbindung mit dem Pazifik. Der Golfcharakter ist also schon erkennbar, zumal da im nordwestlichen Venezuela auch eine ältere Schwelle mit transgredierender Oberkreide vorliegt. Erst südlich davon, in Süd-Venezuela und in Kolumbien erreicht der südliche Teil der Tethys den pazifischen Rand und setzt in den Andentrog fort. Ein trennender Meeresarm zwischen beiden Amerikas war also vorhanden und das Fehlen von faunistischen Beziehungen zwischen dem nord- und südamerikanischen pazifischen Randmeer ist nach KOSSMAT durch Strömungen zu erklären (arktische Strömung im Norden, ostwestliche Passatströmung in Mittel- und Südamerika).

Die Kreide in Venezuela beginnt mit limnischen Sandsteinen und gipshaltigen bunten Schiefern vom Wealdentypus, welche auch in Kolumbien und Ecuador bekannt sind. Dem Alter nach scheint es Mittel-, zum Teil auch Oberneokom zu sein. In Venezuela folgen darüber Kalke mit Requienien und Nerineen (Urgon), Alb mit europäischen Ammoniten, cenomane Caprinenkalke, Turon mit Inoceramen *(labiatus, cripsi)* und sandiger Emscher mit den bekannten Leitammoniten. Höhere Kreide fehlt. In Kolumbien enthalten die äquivalenten, 1000 m mächtigen Villeton-Schiefer Hauterive *(Holcostephanus, Crioceras)*, Barrême *(Tissotia, Pulchellia)*, Apt-Alb (neritisch mit Trigonien, Exogyren, *Toxaster*), Cenoman *(Acanthoceras rhotomagense, Schloenbachia)*, Turon *(Pseudotissotia)* und Emscher wie oben. Gegen Osten wird die Folge sandig; im Westen ist in der Unterkreide eine mächtige Porphyrit-Melaphyr-Folge vorhanden. In Ecuador sind die Verhältnisse ähnlich.

In Peru ist das tiefere Neokom meist limnisch mit Kohle; nur bei Lima transgredieren über Granit Sandsteine und Schiefer mit *Spiticeras, Neocomites, Thurmannia*. Die regressive Phase dauert bis in das Unterbarrême. Darüber folgen Requienien-Actaeonellenkalke (Oberbarrême), Alb-Mergel (Trigonien, Exogyren, *Columbiceras, Placenticeras, Douvilleiceras*), Oberalb als bituminöser Kieselkalk oder Actaeonellenkalk. Das Cenoman besteht aus Mergelkalken mit Inoceramen, das Turon enthält *Mammites*, Inoceramen, Echiniden; im Emscher ist die Faziesdifferenzierung größer, doch treten europäische und nordafrikanische Ammoniten und Zweischaler auf. Damit schließt die Folge, die nach Osten in rote terrestrische Sandsteine übergeht. Nur an der pazifischen Küste liegt noch die Maastrichtstufe mit afrikanisch-mediterraner Fauna diskordant darüber.

Diese Entwicklung reicht bis Nordchile. Weiter im Süden wird das Meer zu einer schmalen Meeresstraße zwischen dem brasilianischen Festland und der chilenischen Küstenkordillere.

In dem zentralen bathyalen Streifen Chiles folgen konkordant über Tithon Mergelschiefer und Kalke des Infravalendis bis Hauterive, welche himalayische und europäische Ammoniten führen. Das Barrême besteht aus Dolomiten mit Gips. In der neritischen Fazies des Ostsaumes herrschen dagegen Trigonien und Spezialammoniten der südafrikanischen Uitenhage-Formation (s. unten); an der Hauterive-Grenze liegen Sandsteine und rote Gipstone. Höher folgt wieder eine Transgression mit endemischen Ammoniten. Mit dem Barrême schließt die Folge ab. In Patagonien ist das Meer flacher und der südafrikanische Einfluß ist noch deutlicher; im Gegensatz zum Norden ist das Alb marin, und die marine Fazies setzt in die Oberkreide fort.

Die Oberkreide fehlt in den zentralen Kordilleren des Nordens. In Chile sind Spuren einer Transgression (Grünsande mit indopazifischer Fauna) erhalten, welche der Maastricht-Stufe angehören, aber von der Fazies in Peru abweichen. Im Osten ist die Oberkreide durch terrestrische Dinosaurierschichten vertreten *(Titanosaurus)*.

Diese terrestrische Folge der andinen Vorsenke verzahnt sich gegen Süden und Osten mit flachmarinen Schichten. In Südpatagonien ist die ganze obere Abteilung der Dinosaurier-Schichten (Santon-Maastricht) marin. Die Fauna von Inoceramen und Ammoniten hat indopazifisches Gepräge. Etwas unsicher ist die Stellung des Flysch und der metamorphen Schiefer des Feuerlandes und der Staten-Insel im äußersten Süden (? bathyale Oberkreide).

Auch nach Osten findet in Patagonien ein Ersatz der terrestrischen durch marine Schichten statt; an der atlantischen Küste Südargentiniens stößt das Santon-Dan in einigen großen Golfen (San Jorge, Rio Negro) nach Westen vor. Die Folge ist ölführend.

In den zentralen Teilen Südamerikas ist kontinentale Kreide in Gestalt von roten Sandsteinen weit verbreitet, aber nur selten datierbar. Dagegen tritt in Ostbrasilien zwischen Rio und der Amazonasmündung litorale Kreide auf. Sie beginnt mit ästuarinem Neokom, darüber folgt Alb mit *Puzosia* und *Elobiceras*. Cenoman ist nur weiter im Inneren als bituminöser Schiefer mit Fischen und Schalenkrebsen und als Sandstein bekannt. Dem Turon entsprechen Kalke mit *Vascoceras*, Inoceramen, Nerineen und *Tylostoma*. Der Emscher enthält Actaeonellenkalke, das Campan und Maastricht Inoceramen, *Parapachydiscus* usw. Es fehlen mediterrane Rudisten und Korallen, und die indischen Faunenelemente unterscheiden die Fazies von der sonst ähnlichen Ausbildung in Westafrika.

Südamerika besteht demnach aus dem zentralen brasilianischen Festlandskern, der im Westen von der andinen Geosynklinale begleitet wird, die im Norden europäische Einflüsse aufweist. In den zentralen Teilen (Peru bis Mittelchile) ist nur die Unterkreide marin (Mischung europäischer und südafrikanischer Elemente), die Oberkreide terrestrisch. Im Süden (Patagonien) folgt auf die (südafrikanische) Unterkreide terrestrische Mittelkreide und eine santone Transgression mit indopazifischer Fauna. In Brasilien lag seit dem Alb eine atlantische Meeresbucht.

Die Faltung des andinen Systems gehört nach STILLE ganz vorwiegend der subhercynischen (nachturonen) Phase an; nur in Venezuela sind nevadische (kimmerische), in Patagonien laramische, am Ostrand jungtertiäre Bewegungen möglich. Mächtige Porphyrit-Melaphyr-Eruptionen gehen dieser Faltung voran; sie selbst war von gewaltigen Intrusionen granodioritischer Gesteine begleitet.

b) Südatlantische und indopazifische Kreide

Die Flachwasser-Serie an der Ostküste Brasiliens wiederholt sich mit ähnlichen Merkmalen an der westafrikanischen Küste von Angola und Kamerun. Sie beginnt mit dem Alb *(Douvilleiceras, Inflaticeras)*, in Angola vielleicht schon mit dem Barrême. Im Hangenden sind Cenoman, Turon und Untersenon aus Kamerun bekannt. Die Fauna enthält *Tissotia* und *Neolobites*, daneben auch indopazifische Formen wie *Vascoceras* und *Neoptychites*. Seit dem Gault bestand also ein atlantisches Becken zwischen Brasilien und Afrika, welches im Süden mit dem indopazifischen Becken zusammenhing. In der Oberkreide war über die Westsahara (s. S. 533), vielleicht auch über den Mittelatlantik, eine Verbindung mit der Tethys vorhanden. Die Rudisten dringen aber nicht in den Südatlantik ein.

Wesentlich vollständiger sind die Zeugen der Kreide an der Ostküste Afrikas und auf Madagaskar. Im Zululand und Natal liegt über der Karru-Formation die tiefere Unterkreide als Uitenhage-Serie. Über limnischen Schichten, die etwa dem Wealden entsprechen, folgen glaukonitische Sandsteine mit zahlreichen Trigonien *(subquadratae), Ptychomya*, geblähten grobrippigen *Astieria, Hamites, Phylloceras, Belemnites africanus* (dem indischen *Belemnites gerardi* verwandt). Über Mozambique läßt sich dieser Küstensaum nach Tanganjika verfolgen. Dort werden (s. S. 482) die Saurier-Schichten von Tendaguru von marinen Lagen mit Trigonien begleitet. Unter den oberen Saurier-Schichten liegen *Trigonia smeei* und *Trigonia ventricosa*, im Hangenden *Trigonia schwarzi, Phylloceras, Astieria scissa*. Dieser Komplex entspricht den Grenzschichten von Obertithon und Valendis. Darüber folgen entweder limnische bunte Sandsteine und Mergel, oder Urgon mit *Toucasia, Monopleura, Orbitolina*. Auch Albien mit verkiesten Ammoniten ist vorhanden. Auch auf Madagaskar ist an der Westküste die Unterkreide marin und enthält eine Mischung von Uitenhage-Formen mit mediterranen und indischen Typen.

Weiter im Norden begleitet die Unterkreide die Küste des Somalilandes bis zum Golf von Aden und greift nach Abessinien ein. Nur an der Küste ist eine etwas tiefere Fazies vorhanden (Mergelkalke mit Hopliten); im Innern herrschen litorale Sandsteine

mit *Trigonia, Pholadomya* usw., die nordwärts in „Nubischen Sandstein" übergehen. Das Meer zieht dann weiter nach Nordosten in die Gegend von Kutsch und in den Salt Range Indiens, wo die oberen Umia-Schichten die südafrikanische Fauna enthalten. Dieses äthiopische Meer, welches als südlicher Golf der Tethys angelegt wurde, hat damit eine Verbindung mit einem antarktischen Becken erhalten. Auch auf Graham-Land sind noch Unterkreide-Kalke mit *Simbirskites* bekannt. Die Trennung von Brasilia–Afrika und Madagaskar–Indien ist also im Infravalendis vollzogen.

Die südostafrikanische Kreide hat Beziehungen zu der mehrfach erwähnten indopazifischen Fazies, die in typischer Form an der östlichen Koromandel-Küste Indiens bei Trichinopoly bekannt ist. Das Profil von unten nach oben lautet:

Utatur-Gruppe. Obergault mit *Inflaticeras inflatum, Turrilites bergeri.* Cenoman — Unterturon: neben *Acanthoceras rhotomagense, Acanthoceras mantelli, Inoceramus labiatus* und anderen europäischen Formen sind bezeichnend: *Gaudryceras sacya, Phylloceras velledae, Vascoceras superstes, Neoptychites telinga.*

Trichinopoly-Gruppe. Oberturon-Santon. Sandsteine und Tone mit Kalklagen; *Baculites, Peroniceras, Marsupites* und die typischen Ammoniten *Gaudryceras* und *Kossmaticeras.*

Ariyalur-Gruppe. Obersenon. Tone und Sande mit *Parapachydiscus.*

Mingur-Gruppe. Dan. Sandige Kalke mit *Hercoglossa (Nautilus).*

Diese Fazies, welcher die mediterranen Ammoniten und Rudisten fehlen, tritt auch in Südafrika und Madagaskar auf. KOSSMAT vermutet eine Schwelle oder eine Riff-Barriere, welche das indische Becken vom nordwestlichen äthiopischen Meere trennte. Außerdem dringt diese Gemeinschaft in den Südatlantik ein und ist (s. oben) auch in Patagonien und Graham-Land vorhanden.

Die Trichinopoly-Kreide liegt dann in Bengalen (Shillong) transgressiv auf Kristallin und erscheint, wie erwähnt, auf Borneo, von wo sie sich über die ganze Peripherie des Pazifik ausbreitet (Japan, pazifischer Saum Nordamerikas). In Mittelamerika und südwärts bis Peru greifen zwar von Osten mediterrane Rudistenkalke ein (wie im Westen bei Borneo), aber in Chile erscheint wieder diskordante Oberkreide mit indopazifischen Elementen (s. oben) und dieselbe ist auch von Neuseeland bekannt. Dagegen ist die ästuarine Oberkreide Australiens recht indifferent.

Die Tethys-Fazies läßt sich also nur in der Unterkreide bis Neuseeland verfolgen. In der Oberkreide reichen die Rudistenkalke bis zu den Molukken im Osten, bis zu den Nordanden im Westen. Sonst herrscht im pazifischen Raum und südlich davon die indopazifische Gemeinschaft, die auch in den Südatlantik vorstößt.

3. Allgemeinbild der Kreidezeit

Der epirogenetische Rhythmus der Schelfe erinnert an den Jura. Am Anfang liegt eine Emersionsphase (Wealden Europas, Kootenai–Potomac Nordamerikas, ähnliche Schichten Brasiliens, Tendaguru Afrikas). Diese Periode ist regional von verschiedener Dauer, am kürzesten im „borealen" Bereich; sie erinnert an die Obertrias. Dann erfolgt eine Transgression mit Sand-Schiefer-Fazies und ein Vorstoß arktischer Faunen nach Süden, antarktischer (Uitenhage) nach Norden; diese Phase entspricht dem Lias.

Stufen		Zonen	Sonstige Leitformen *nicht zonar gebunden		Südeuropa		Bemerkungen
Alb	Mittl. Gault Ob. Gault	*Aucell. gryphaeoides* *Inocer. sulcatus*	**Inoc. concentricus* **Discoidea cylindrica*		*Inflatic. inflatum* und *Turrilites bergeri*		Vraconnien
		Neohibolites minimus und *Hoplites dentatus*	*Hoplites lautus, splendens* u. a.		*Hoplites dentatus* und *Acanthoc. lyelli*		
		Leymeriella regularis *Leym. tardefurcata* *Parahopl. schrammeni* *Acanthopl. jacobi* *Acanthopl. nolani*	**Douvilleiceras mammilare*		*Leym. tardefurcata* und *Acanthopl. nolani*		Clansayes Horiz.
Apt = Unt. Gault		*Acanthopl. schmidti* *Parahopl. deshayesi* *Parahopl. weissi* *Leopoldia bodei*	**Belemn. ewaldi* **Duvalia grasi* **Parahopl. milleti* Im S: *Orbitolina lenticularis*		*Douvill. subnodosocostatum* *Hopl. furc., Parahopl. deshayesi* und *Ancylocer. mather.*		Gargasien Bedoulien
Barrême		*Ancyloc. scalare* *Aconeceras haugi* *Aconec. nisum* *Heteroc. innexum* *Heter. pingue* *Heter. robustum* *Heter. denckmanni* *Heter. roeveri* *Heter. elegans* *Criocer, fissicostatum* *Crioc. rarocinctum* *Crioc. strombecki*	**Crioc. sparsicosta* **Oxyteuthis brunsvicensis* *Toxaster ricordeanus* *Oxyteuthis pugio* *Oxyt. jasykowi*		*Heteroc. astieri* *Silesit. seranonis* *Macroscaph. yvani* *Pulchellia pullchella* *Holcodiscus caillaudinus* u. *Crioceras emerici* *Hoplites angulicostatus* *Desmoceras sayni*	*Urgon-Fazies*	Unteres Apt in England Im Urgon: *Requienia ammonea, Toucasia carinata, Harpagodes,* Nerinea z. T. zum Hauterive gerechnet
Hauterive	Neokom	*Simbirskites phillipsi* Perisphinctoide Simbirskiten *Crioceras capricornu*	**Hibolites jaculum* **Toxaster complanatus* Häufig, aber nicht stufengebunden:	Hasting-Sand und Wealden-Ton	*Crioceras duvali* **Toxaster retusus*		
		Neocomites neocomiensis *Lyticoceras noricum*	*Exogyra couloni* *Pecten cinctus* *Pinna robinaldi* *Perna mulleti* *Terebratula sella*		*Acanthodisc. radiatus* *Leopoldia arnoldi* *Leop. castellanensis*		
Valendis = Valanginien		*Astieria astieri* *Leopoldia arnoldi* und *Saynoceras verrucos.* *Polyptychites bidichotomus, Pol. biscissus* *Pol. ascendens* *Pol. brancoi* *Pol. bullatus* *Pol. diplotomus* *Platylentic. marcoui* *Platyl. gevrili*	**Acroteuthis subquadratus* **Aucella* div. sp. **Waldheimia tamarindus* und Fauna wie oben		*Saynoceras verrucosum* *Duvalia emerici* und *Aptychus didayi* *Kilianella roubaudi* und *Duvalia lata* *Phylloceras, Lytoceras* *Lyssoceras, Belemn. pistilliformis*		
Infravalendis		In Osteuropa: *Craspedites . spasskensis* *Berriasella rjasanensis*	Wealden: *Cyrena cretacea, Paludina fluviorum, Melania Cypridea valdensis Iguanodon* etc.		*Thurmannia boissieri* *Spiticeras negreli* *Natica leviathan* *Toxaster granosus*		

Untere Kreide

Stufen	Zonen (Deutschland)	Sonstige Leitformen *nicht zonar gebunden	Alpine Fazies		
Dänische Stufe	*Hercoglossa danica*	*Terebratula lens* *Cyclaster brünnichi*	Liesern-Schichten		
Maastricht-Stufe Mucronaten-Senon = Ob. Campan	*Scaphites constrictus* und *Trigonosemus pulchellus*	*Indocer. baluchistan.* *Ostrea lunata* *Bel. lanceolata* *Parapachyd. neuberg.*	Nierentaler Schichten	Scaglia und couches rouges m. *Globotruncana*	Wang-Schichten
	Bostrychoceras polyplocum und *Inocer. regularis*	**Belemnitella mucron.* **Echinocorys ovata* **Gryphaea vesicularis* **Globigerinen, Bryozoen* **Terebrat. carnea* *Dechen. vari*	Ob. Gosau		
	Dechenoceras coesfeldiense				
Quadraten-Senon = Unt. Campan	*Offaster pilula* *Offaster corculum* *Placentic. bidorsatum* und *Scaphites binodosus*	**Actinoc. quadratus* **Actinoc. mammilatus* *Haueric. pseudogard* **Echinoconus albogalerus* **Baculites*	Mittl. Gosau mit Hippuriten, Actaeonellen, *Cyclolites*, *Glauconia*, *Nerinea*		Leist-Mergel
Granulaten-Senon = Santon	*Inocer. lingua* und *Marsupites testudinar.* *Uintacrinus westfalic.* *Inocer. pinniformis* und *Placenticeras syrtale* *Inocer. pseudocardiss.* und *Placentic. clypeale*	*Stantonoceras* *Eupachydiscus* *Parapuzosia corbari* *Mortonicer. texanum* **Micraster coranguinum* **Actinocamax granul.*	Unt. Gosau mit Ammoniten		Leiboden-Mergel
Emscher = Coniacien	*Inocer. cordiformis* *Inocer. undulatoplicatus* *Inocer. involutus* *Inocer. koeneni*	**Actinoc. westfalicus* **Micraster cortestudinarium* *Gautiericeras margae* *Barroisic. haberfellneri* **Prionocyclus* **Peroniceras*		Rudisten-Kalke und Ammonitenmergel	
Turon	*Inocer. schloenbachi* *Inocer. andinus*	*Holaster planus*	*Hippurites petrocoriensis*	Angoumien	Seewer-Mergel
	Scaphites geinitzi	Verschied. Inoceramen *Hypanthoc. reussian.* *Micraster breviporus*	*Sauvagesia cornupastoris* und *Pachydiscus perampl.*		
	Inocer. lamarcki *Inocer. cuvieri* *Inocer. inaequivalvis*	*Romanic. deverianum* *Terebratula gracilis* *Prionotropis woolgari*	*Prionotropis papalis*	Ligérien	Seewer-Kalk
	Inocer. labiatus	*Mammites nodosoides*	*Mammites nodosoides*		
Cenoman	*Actinocamax plenus* *Inocer. pictus* *Acanthocer. rhotomagense* *Schloenbachia varians* *Neohibolites ultimus*	**Exogyra columba* **Inocer. laevigatus* *Holaster subglobosus* *Scaphites aequalis* **Neithea quinquecost.* *Acanthoc. mantelli* *Holaster nodulosus* *Stauronema carteri* *Pecten asper* *Cardiaster fossarius*	Austernkalke Grünsande oder Lücke		

Im Mittelneokom beginnt wieder eine Regression (arktisches und russisches Gebiet usw.), gefolgt von einer wechselvollen Entwicklung, die letzten Endes zu einer erneuten Transgression führt. Eisen- und Glaukonitreichtum erinnern an den Dogger. Die nachfolgende weltweite Überflutung im Cenoman wiederholt die Callovien-Transgression. Die Oberkreide zeigt eine starke Differenzierung in Tröge und Schwellen, wobei eine Emscher-Regression und eine Santon-Transgression regionale Bedeutung haben; die Kalkfazies erinnert an den Malm. In der Arktis fehlen die letzten Phasen. Der große Rückzug im Maastricht-Dan entspricht der Portland-Regression.

In der Tethys ist dieser Rhythmus undeutlich, ja zum Teil gegensätzlich (HAUG); die Regression im Valendis fehlt, d. h. die Meere ziehen sich in die Geosynklinale zurück. Im Oberneokom besteht eine Verflachung (Urgon), das Cenoman ist lückenhaft und regressiv; es scheint fast, als sei das Meer im Gefolge der austrischen Bewegungen in die extrageosynklinalen Schelfe verdrängt. Im Santon kehrt das Meer zurück; am Ende der Kreide wird ein großer Teil des Mittelmeeres trockengelegt. Die Phasendivergenz ist komplexer Natur und muß auf ihre grundsätzliche fazielle Bedeutung hin genauer besprochen werden.

In der Unterkreide kommt zu den schon im Jura bekannten mediterranen und arktischen Fazies die antarktische Ausbildung (Uitenhage) hinzu. In der Tethys ist neben der neritischen Saumfazies (Kalke mit *Toxaster, Exogyra*), der Flyschfazies der Alpen und der litoralen Sandfazies Asiens und Afrikas noch eine tiefere Ausbildung des Neokom als Aptychenkalk oder Mergel mit spezifischen Ammoniten bekannt (Biancone). Im höheren Neokom werden Rudistenkalke (Urgon) und Orbitolinenmergel bedeutsam und erstrecken sich auch über den südlichen Vorschelf in Afrika. Die Breite der Tethys ist nun geringer. In der Arktis ist die Unterkreide kalkarm und faunistisch eine Fortsetzung des Jura (Ammoniten, Belemniten, Aucellen). Aus diesem Becken stoßen wieder Meeresarme nach Süden vor. Am bedeutendsten darunter sind das ostrussische und westamerikanische Becken, welche zeitweise sogar die Tethys erreichen. Auch die Meeresstraße Skandik-Nordsee greift im Apt über Ostfrankreich zur Tethys durch, und der Lenagolf reicht bis zum unteren Amur. Zwischen diesen Meeresstraßen liegen wieder die alten Kontinentalkerne Nordamerika-Grönland, Sibirien-China, Nordeuropa. Die Säume dieser Kontinentalkerne sind oft durch intensive Bewegungen an der Grenze Jura-Kreide ausgezeichnet. Hier entwickeln sich daher Randsenken mit mächtigen Sedimenten und üppiger Vegetation, am deutlichsten in dem Kohlengürtel Nordamerikas, aber auch im Wealden Europas und in den Kohlen Ostasiens erkennbar. Die reiche Pflanzennahrung führt auch zu der Blüte der großen Reptilien. In der Südhalbkugel begegnen wir als neuem Element dem Flachmeere der Uitenhage-Formation. Im Valendis löst dieses „Südpolarmeer" den Zusammenhang zwischen Afrika und Indien, der schon durch das äthiopische Meer des Jura gelockert war und greift auch im Westen Südamerikas bis zur Tethys durch. Im Alb ist auch der Zusammenhang zwischen Südamerika und Afrika unterbrochen. Ein großer Unterschied besteht aber zwischen der Zerlegung der Süd- und Nordkontinente: im Süden ist sie eine endgültige, während im Norden die Beziehungen später wieder aufgenommen werden.

Die Folge dieser wechselseitigen Durchbrüche ist eine Angleichung der Fauna, zumal da nun auch die verflachte Tethys keine grundsätzlich abweichenden bionomischen Bedingungen mehr stellt: die Alb-Cenomanfaunen sind weltweit verbreitet; die boreale Fazies verschwindet als biologische Einheit.

Die Oberkreide beginnt mit der cenomanen Transgression, welche aber vor allem die Schelfe betrifft, welche im Norden und Süden an die Tethys grenzen. Diese selbst zeigt eher Verengung und Verflachung; hier spielen, jedenfalls in Europa, vorcenomane (austrische) und etwas jüngere „vorgosauische" (subhercynische) Bewegungen eine beträchtliche Rolle. Im Zusammenhang mit ihnen steigert sich die fazielle Differenzierung. Die tieferen Senken haben

als bezeichnendes Sediment Foraminiferen-Mergel und Kalke (Scaglia, Couches rouges). Ammoniten sind selten, nur im Süden scheinen die „Kreideceratiten" mediterranen Ursprungs zu sein. Daneben ist in Europa die mächtige Flyschfazies von Tonschiefer und Sandstein mit spärlicher, an die nördlichen Vorschelfe erinnernder Fauna bezeichnend. Von größerer Verbreitung ist die Riffkalk-Fazies mit Rudisten, Nerineen, Actaeonellen und Korallen, welche von Mexiko über das europäische Mittelmeer bis zum Himalaya und bis zu den Sunda-Inseln reicht. Sie ist auch auf den südlichen Vorschelfen der Tethys (Afrika) verbreitet. An der Basis liegt im Norden glaukonitischer Mergel mit großen Orbitolinen, im Süden „afrikanisches Cenoman", d. h. Austern-Mergel. Diese Flachwasserfazies greift immer weiter um sich und schließt mit einer bedeutenden Regression im Dan ab.

Der nördliche Vorschelf der Tethys ist in der Oberkreide in großer Breite überflutet und bildet von Texas bis zum Ural einen einheitlichen Meeresraum, der an die Tethys anschließt oder durch Inseln (Appalachen, Iberisches Hochland, Süddeutschland und Böhmen, Podolien) von ihr getrennt ist. Die Fazies ist erstaunlich einheitlich: grünsandiges Cenoman, weiße Mergel und Schreibkreide im Turon und Senon sind am bezeichnendsten. Eine Differenzierung in Tröge mit mächtiger Schreibkreide und Schwellen mit kieseliger Kreide, Kalksandsteinen und Tonmergeln ist allgemein verbreitet; flache Golfe zeigen den Wechsel von (Quader-) Sandsteinen und Plänerkalk. Kalksandsteine und Bryozoenriffe leiten die Heraushebung im Maastricht und Dan ein. In der Fauna herrschen Belemniten, Inoceramen, Gryphaeen, Seeigel und Foraminiferen; Ammoniten werden spärlicher, Rudisten sind nur in Kümmerformen vertreten. Ein arktisches Becken fehlt in der Oberkreide; kürzere Überflutungen in Nord-Süd-Richtung treten auf (Westgrönland, Ural), aber meist bilden die nördlichen Kontinente einen zusammenhängenden Landblock. Sein Westsaum am Pazifik ist die aufsteigende Zentralachse der Kordilleren mit ihrer Vorsenke, in der ein reiches Pflanzenleben herrscht und wo die letzte Entfaltung der Saurier stattfindet; seinen Ostsaum bilden die litoralen Sedimente des indopazifischen Bereiches in Japan, Sachalin usw. Im Innern dieser Kontinentalmasse sind Sedimente selten (Gobi).

Im Gegensatz zu dieser Vereinheitlichung erleiden die Südkontinente in der Oberkreide eine fortschreitende Zerlegung; zwischen den einzelnen Fragmenten erscheint ein kalkarmes Meer mit der indopazifischen Fauna, die ja auch das nordpazifische Litoral besiedelt. Von diesem Meer sind nur die Säume bekannt; die tiefere Fazies liegt in den nun absinkenden Bereichen des Südatlantik, im Pazifik und Indik. Erwähnenswert ist, daß diese Folge oft marines Dan enthält.

Gebirgsbildende Bewegungen haben während der Kreide mehrfach stattgefunden. Am Anfang liegt die kimmerische (nevadische) Tektogenese, deren letzte (Hils-) Phase ins Valendis fällt. In der höheren Kreide erfolgen die austrischen (vorcenomanen), dann die subhercynischen Bewegungen mit der Ilseder (Unteremscher) und Wernigeröder (Santon) Phase. Die austrische Faltung ist in den Ostalpen stärker ausgeprägt, aber auch dort ist die subhercynische Bewegung vor der Gosau-Transgression nach BRINKMANN stärker. Diese Faltung ist auch außerhalb der Tethys weit verbreitet (Mittel- und Norddeutschland, Schonen, Kaspigebiet, Ostsibirien) und erreicht in den Anden Südamerikas nach STILLE größte Intensität; der Hauptstrang der letzteren mit Ostvergenz von Venezuela bis Patagonien soll in dieser Zeit entstanden sein. Am Ende der Kreide erfolgt die große laramische Bewegung, welcher das heutige Weltbild seine Entstehung verdankt. Die ersten Unterphasen fallen ins Dan.

Es ist bemerkenswert, daß der epirogenetische Wendepunkt, welcher in den extrageosynklinalen Räumen ein Überhandnehmen regressiver Tendenzen zeigt, mit der vorwiegend außertethydischen jungkimmerischen Phase zusammenfällt, während die Rückkehr der Meere, zugleich aber eine Regression in der Tethys, mit der insbesondere

in den Geosynklinalen wirksamen austrischen Faltung zusammenfällt. In der Oberkreide sind die Gegensätze weniger deutlich.

Anhaltspunkte für die Klimaverteilung liefern die Urgonkalke und Rudistenriffe als Zeugen eines äquatorialen Warmgürtels; auch die tropischen Verwitterungsrückstände Südfrankreichs (Bauxite) gehören der Warmzone an. Von anderen marinen Zeugen weisen die kalkarme boreale Unterkreide, das Uitenhage-System und die indopazifische Oberkreide eher auf ein kühlgemäßigtes Klima und auf meridionale Kaltwasserströmungen hin. Während der Kreide ist mit bedeutenden Verlagerungen der Klimagürtel zu rechnen; in Europa spricht manches für eine Verschiebung nach Süden in der Unter-, nach Norden in der Oberkreide, wobei dahingestellt sei, ob das durch Verlagerungen der Pole oder der Kontinentalblöcke hervorgebracht wurde.

Die Kohlenbildung in Amerika und Ostasien will WEGENER der nördlichen gemäßigten Zone, die in Europa der äquatorialen Zone zurechnen; hier fehlen aber noch Beweise. Ein südlicher Trockengürtel ist in Südamerika, vielleicht auch in Zentralafrika erkennbar (Salze, bunte Gesteine). Ein nördlicher Trockengürtel mag in Nordamerika und Zentralasien angedeutet sein, doch sind die Zusammenhänge noch nicht eindeutig. Vereisungsspuren fehlen, so daß besonders in der Oberkreide mit einem ausgeglicheneren Klima als heute zu rechnen ist.

Die biologischen Ereignisse der Kreidezeit sind das Auftauchen der angiospermen Pflanzen in der Mittelkreide und das Aussterben der Saurier, Ammoniten, Belemniten, Rudisten und einiger kleinerer Gruppen am Ende dieser Periode. Daß die erste Erscheinung mit der Bildung der Vorsenken der kimmerischen Gebirge zusammenhing, ähnlich wie das Aufblühen der Farne und Coniferen am Ende des Variscikums, ist nicht unwahrscheinlich. Auch die üppige Entfaltung der Riesensaurier der Kreide könnte auf dieser günstigen Ernährungsgrundlage beruhen. Das plötzliche Aussterben am Ende der Kreide und, im Zusammenhang damit, die explosive Entwicklung der Säuger im Tertiär, sind bis heute noch ungelöste Probleme. Die infolge der laramischen Gebirgsbildung einsetzende Differenzierung der Erdoberfläche in ein kleinmaschiges Mosaik von Lebensräumen verschiedener Fazies mag dabei die wichtigste Rolle spielen. Darauf wird im synthetischen Teile noch einzugehen sein.

XVI. SCHRIFTTUM KREIDE

ADKINS, W. S., Handbook of Texas cretaceous fossils. — Bull. Univ. Texas, 2838, 1928.
ANDERT, H., Die Kreideablagerungen zwischen Elbe und Jeschken. — Abh. pr. g. L. 112 (1928), 117 (1930), 159 (1935).
BÄRTLING, R., Die Ausbildung und Verbreitung der Unterkreide am Westrande der Münsterschen Bucht. — Z. D. G. G. 60, 1908.
–, Transgression, Regression und Faziesentwicklung in der mittleren und oberen Kreide des Beckens von Münster. — Z. D. G. G., 72, 1920.
BATRAM, J. G., Upper cretaceous of Rocky Mountain area. — Bull. am. ass. petrol. Geol., 21, 1937.
BESSIN, B., Das Wealdenbecken und seine Überlagerung durch marine Kreide in Norddeutschland. — 21. Jahresb. niedersächs. geol. Ver., 1928.
BLANCKENHORN, M., Die Entwicklung des Kreidesystems in Mittel- und Nordsyrien. Kassel 1890.
BOGOSLOWSKY, N., Material zur Kenntnis der untercretazischen Ammonitenfauna von Zentral- und Nordrußland. — Mém. Com. géol. St. Petersburg, 1902.
BÖSE, E., Cretaceous ammonits from Texas and northern Mexico. — Univ. of Texas, Nr. 2748, 1927. (Siehe auch daselbst Nr. 1856, 1918.)
BRAUNS, G., Die senonen Mergel des Salzberges bei Quedlinburg und ihre organischen Einschlüsse. — Zeitschr. f. d. ges. Naturw., 46, 1876.
BRINKMANN, R., Zur Schichtenfolge und Lagerung der Gosau in den nördlichen Ostalpen. — Sitz.-Ber. preuß. Ak. d. Wiss., 27, 1934.
CADISCH, J., Geologie der Schweizer Alpen. — Basel, 1953.
COBBAN, W. A., & REESIDE, J. B., Correlation of the cretaceous formations of the Western Interior of the United States. — Bull. geol. soc. America, 63, 1952.
CHOFFAT, P., Recueil d'études paléont. sur la faune crétacique du Portugal. — Dir. serv. géol. Portugal, 1886 bis 1902.
CORROY, G., Le néocomien de la bordure orientale du bassin de Paris, Nancy 1925.
CUSHMAN, J. A., Foraminifera, their classification and economic use. Harvard Univ. Press, Cambridge, Mass., 1950.
DACQUÉ, E., Die Fauna der Regensburg-Kehlheimer Oberkreide. Abh. bayer. Ak. d. Wiss., Math.-nat. Kl., N. F., 45, München 1939.
DAHLGRÜN, F., Die paläogeographischen Verhältnisse der Unterkreide im Bildungsraume des Erzlagers von Salzgitter. — J. pr. g. L., 1926.
DESIO, La creta nel Bacino di Firenze. — Paleontogr. italica, 26, 1920.
DOUVILLÉ, H., Etudes sur les Rudistes. — Mém. soc. géol. France, 1 bis 6 (1891 bis 1897), 12 (1904), 18 (1910).
–, Sur la classification des Cératites de la Craie. Bull. soc. géol. France, 3, 18, 1898.
–, Les Ammonites de la Craie supérieure en Egypte et au Sinai. — Mém. Institut de France, 60, 1928.
DUTERTRE, A. P., Le crétacé inférieur du Bas-Boulonnais et du Sud-Est de l'Angleterre. — Ann. soc. géol. Nord, 49, 1924.

ERNST, W., Über das obere Gault von Lüneburg. — Z. D. G. G., 73, 1921.
FAVRE, F., Die Ammoniten der unt. Kreide Patagoniens. — Neues Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 25, 1908.
FELIX, F., Studien über die Schichten der oberen Kreideformation in den Alpen und Mediterrangebieten. — Paläontogr., 54, 1908.
FIEGE, K., Über die Inoceramen des Oberturon mit besonderer Berücksichtigung der im Rheinland und Westfalen vorkommenden Formen. — Paläontogr., 73, 1930.
FRANKE, A., Die Foraminiferen der oberen Kreide Nord- und Mitteldeutschlands. — Abh. pr. g. L., 111, 1928.
GEINITZ, H., Das Elbtalgebirge in Sachsen. — Paläontogr., 20, 1871, 1875.
GERTH, H., Die Kordilleren von Südamerika. — Regionale Geologie der Erde, 3. Abschn. 4b. Leipzig 1939.
GOSSELET, J., Mémoire sur les assises crétaciques et tertiaires traversées par les sondages et les fosses dans le nord de la France. — Ann. soc. géol. Nord, 43, 1914.
GRECO, B., Fauna cretacea dell'Egitto. — Paleont. — Paleont. italica, 21, 1915.
GRIEPENKERL, O., Die Versteinerungen der senonen Kreide von Königslutter. — Paläont. Abh., 4, 1888 bis 1889.
GRÖNWALL, K. A., Die Faziesentwicklung der Mukronatenkreide im baltischen Gebiet. — Sver. geol. Unders. Serie C, Årsbok, 5, 1911.
DE GROSSOUVRE, A., Description des ammonites du Crétacé du Limbourg. — Mém. musée hist. nat. Belgique, 4, 1908.
HÄGG, R., Die Mollusken und Brachiopoden der schwedischen Kreide. I. Eriksdal. Sver. geol. Unders. Serie C, Årsbok, 23, 1929.
HECHT, F. E., Standard-Gliederung der nordwestdeutschen Kreide nach Foraminiferen. — Abhandl. Senckenb. Naturf. Ges., 443, Frankfurt a. M. 1938.
HEINZ, R., Das Inoceramenprofil der oberen Kreide Lüneburgs, 21. Jahresber. niedersächs. geol. Ver. 1928, und zahlreiche andere Arbeiten über Inoceramen.
HENNIG, A., Livret-guide pour le terrain crétacé de la Suède. — Intern. geol. Kongr. Stockholm 1910.
HOLZAPFEL, E., Die Mollusken der Aachener Kreide. — Paläontogr., 34, 1888 bis 1889.
HOSIUS, A., & VON DER MARCK, W., Die Flora der westfälischen Kreideformation. — Paläontogr., 26, 1880.
JUKES-BROWNE, A., The cretaceous rocks of Britain. 1 bis 3 Mem. — Geol. Survey, 1900 bis 1902, 1904.
KARAKASCH, N., Le Crétacé inferieur de Crimée et sa faune. — Trav. soc. des natur. de St. Petersbourg, 32, 1907.
KARRENBERG, H., Ammonitenfaunen aus der spanischen Oberkreide, Paläontogr., 82, 1930.
KILIAN, W., Unterkreide in Lethaea geognostica. Stuttgart 1910. — Daselbst ausführliches Schrifttum.
—, Contributions à l'étude des Céphalopodes paléocretacés du Sud-Est de la France; mit zahlreichen Mitarbeitern. — Mém. serv. carte géol. France. Paris 1920.
—, Aptien du bassin de Provence. B. s. g. Fr. 18, 1918.
KITCHIN, F. L., Invertebrate fauna of the Uitenhage series. — Ann. South Afric. Museum 1908.
KOCKEL, C. W., Die nördlichen Alpen zur Kreidezeit. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 15, 1923.
VON KOENEN, A., Die Ammoniten des Norddeutschen Neocom. — Abhandl. Preuß. Geol. L., 24, 1902.
—, Über das Auftreten der Gattungen und Gruppen von Ammonitiden in den einzelnen Zonen der Unt. Kreide Norddeutschlands. — Nachr. Ges. Wissensch. Göttingen 1907.
—, Die Polyptychites-Arten des unt. Valanginien. — Abh. Pr. Geol. L., 59, 1909.
—, Die Platylenticeras-Arten des untersten Valanginien Nordwestdeutschlands. — Abh. Pr. Geol. L., 1915.
KOSSMAT, F., Untersuchungen über die Südindische Kreideformation. — Beitr. Pal. u. Geol. Österr.-Ung. u. d. Orients, 9, 11 (1895 bis 1898).

KRAUS, E., Der nordalpine Kreideflysch. — Geol. u. pal. Abh., N. F., 19, Heft 2, 1932.
KRENKEL, E., Die untere Kreide von Deutsch-Ostafrika. — Beitr. Geol. u. Pal. Österr.-Ung. u. Orient, 22, 1910.
—, Zur Gliederung der Kreideformation in der Umgebung von Dresden. — Z. D. G. G., 1919.
—, H., Die regulären Echiniden der pommerschen Kreide. — Abh. Geol. Pal. Inst. Greifswald, 7, 1928.
KÜHN, O., Stratigraphie und Paläogeographie der Rudisten in Anatolien. — N. Jahrb. f. Min., 1933; desgl. im Iran und Arabien, N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 78, 1937.
KUKUK, P., & WOLANSKY, D., Die Obere Kreide des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. In KUKUK, Geologie des Niederrh.-Westf. Steink. Berlin 1938.
KULM, A., Die Schichtenfolge im Kanaleinschnitt bei Minden. — Jahrb. pr. geol. L., 57, 1937.
LAMBERT, J., Le néocomien dans le bassin de Paris. — B. S. G. Fr. 16, 1916.
LAMBRECHT, F., Die Schichten des sächsisch-böhmischen Turons rechts der Elbe. — N. J. B. B. 67, B., 1932.
LEHNER, L., Die Gliederung der fränkischen albüberdeckenden Kreide. — C. f. M., 1924 bis 1936.
LEONHARD, R., Die Fauna der Kreideformation Oberschlesiens. — Paläontogr., 44, 1897.
LEWINSKI, J., Das Neokom in Polen und seine paläogeographische Bedeutung. — G. R., 23, 1932.
LAUBE, G., & BRUDER, G., Ammoniten der Böhmischen Kreide. — Paläontogr., 33, 1887.
LINSTOW, O. VON, Untersuchungen über den Beginn der großen Kreidetransgression in Deutschland. — Abh. Pr. Geol. L., 39, 1919.
LOGAN, W. N., The upper cretaceous of Kansas. — Univ. geol. Surv. Kansas, 2, 1897.
LÖGTERS, H., Oberkreide und Tektonik in den Kalkalpen der unteren Enns. — Mitt. Geol. Staatsinstitut, Hamburg, 1937.
LÖSCHER, W., Die westfälischen Galeritenschichten als Seichtwasserbildung. — Z. D. G. G., 64, 1912.
LUNDEGREN, A., Actinocamax westphalicus in NO-Schonen. — Geol. Fören. Forh. Stockholm. 52, 1930.
MACOVEI, G., & ATHANASIU, J., Evolution géologique de la Roumanie, Crétacé. — Ann. Inst. Geol. Rom., 16, Bucarest.
MILTHERS, V., Kreide in Bornholms Geologie. — Danm. geol. Unders. V. R., 1, 1930.
MÜLLER, G., Molluskenfauna des Untersenons von Braunschweig und Ilsede. — Abh. Pr. Geol. L., 1898 und 1906.
NIELSEN, K. BRÜNNICH, Indelingen af Daniet i Danmark og Skaane. — Dansk. geol. Foren., 5, 1920.
NIETZSCH, H., Die irregulären Echiniden der pommerschen Kreide. — Abh. a. d. geol. pal. Inst. Greifswald, 2, 1921.
NOWAK, J., Zur Kenntnis des Senon im Königreich Polen. — Bull. soc. sc. Cracovie, 1910.
ÖDUM, H., Studier over Daniet i Jylland og paa Fyn. — Danm. geol. Unders., II, 45, 1926.
PARONA, C. F., Le Rudiste della Scaglia veneta. — Ac. sc. Torino, 1912.
—, Ricerche sulle Rudiste e su altri fossili del Cretaceo super. del Carso Goriziano e dell'Istria, Padua 1928.
PAULCKE, W., Über die Kreideformation in Südamerika und ihre Beziehungen zu anderen Gebieten. — N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 17, 1903.
PAVLOW, A., Le crétacé inférieur de la Russie et sa faune. — Mém. soc. Nat. de Moscou, 16, 1901.
PETHÖ, J., Die Kreidefauna des Peterwardeiner Gebirges (Fruska Gora). — Paläontogr., 52, 1905 bis 1906.
PETRASCHEK, W., Die Ammoniten der sächsischen Kreideformation. — Beitr. Geol. u. Pal. Österr.-Ung. u. Orient, 14, 1902.
—, Die Zone des Actinocamax plenus im östl. Böhmen. — Jahrb. K. K. geol. R., 55, 1905.
RAVN, J. P., Kridtaflejringerne paa Bornholms Sydvestkyst og deres Fauna. — Danm. geol. Unders., II, 30 (1916), 31 (1918), 32 (1921).

RENZ, O., Stratigraphische usw. Untersuchung der Scaglia im zentralen Apennin. — Ecl. geol. helv., 26, 1936.
RICHTER, G., Gestalt und tektonische Bewegungen des niedersächsischen Beckens. — Oel u. Kohle, 14, 1938.
RIEDEL, L., Zur Stratigraphie und Faziesentwicklung im Oberemscher und Untersenon am Südrande des Beckens von Münster. — J. pr. g. L., 51, 1930.
–, Der Westrand der Pompeckj'schen Schwelle zur Kreidezeit in Hannover. — Zeitschr. d. geol. Ges., 90, 1938.
RODIGHINO, A., Il sisteme Cretaceo del Veneto occidentale etc. — Paleont. ital., 25, 1919.
ROEMER, F., Versteinerungen des Norddeutschen Kreidegebirges. Hannover 1840 bis 1841.
ROMAN, F., Les ammonites jurassiques et crétacés. — Essai de genera. Paris 1938.
SAMSONOWICZ, J., Esquisse géologique des environs de Rachow sur la Vistule et les transgressions de l'Albien et du Cenomanien dans le sillon Nordeuropéen. — Spraw. inst. geol. Pol., 3, 1925.
SCHANDER, H., Die cenomane Transgression im mittleren Elbtalgebiet. — Z. D. G., 75, 1923.
SCHENK, A., Die fossile Flora der nordwestdeutschen Wealdenformation. — Paläont., 19, 1871.
SCHLÜTER, H., Cephalopoden der ob. deutschen Kreide. — Paläontogr., 21, 24 (1871, 1876).
–, Die regulären Echiniden der norddeutschen Kreide. — Abh. geol. Spez. K. Pr., 1883.
SCHRAMMEN, A. Die Kieselspongien der oberen Kreide von Nordwestdeutschland. — Palaeontographica, Suppl.-Bd. 5 (1910 bis 1912) und Monogr. z. Geol. u. Paläont., 2 (1924).
SCUPIN, H., Stratigraphische Beziehungen der oberen Kreide in Sachsen, Schlesien und Böhmen. — N. J. B. B., 24, 1907.
–, Die Löwenberger Kreide und ihre Fauna. — Paläontogr., 6, 1913 bis 1914.
–, Zur Paläogeographie des sudetischen Kreidemeeres. — Z. D. G. G., 88, 1936.
SEITZ, O., Zur Paläogeographie des Wealdens und der Pompeckj'schen Schwelle. — Erdöl und Tektonik in NW-Deutschland. Hannover 1949.
SEWARD, The wealden flora, I, II. London 1894 bis 1895.
SIEMIRADZKI, J., Die obere Kreide in Polen. — Verh. K. K. Reichsanst. 1903.
SPATH, L. F., A monograph of the ammonoides of the Gault. — Paläontogr. Soc., 1923 bis 1930.
–, On the Ammonites of the Speeton Clay and the subdivisions of the Neocomian. — Geol. Mag., 61, 1924.
–, On the Cephalopoda of the Uitenhage beds. — Ann. South African Museum, 28, 1929.
–, The jurassic and cretaceous Cephalopoda. — Mesoz. Paleont. of British Somaliland, 1935.
STANTON, T. W., The Colorado formation and its invertebrate fauna. — Bull. U. S. Geol. Surv., 106, 1903.
–, The marine cretaceous invertebrates — Rep. Princeton Univ. Exped. Patagonia, 4. Stuttgart 1901.
STILLE, H., Zur Kenntnis der Dislokationen, Schichtabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura und in der Kreide Westfalens. — J. pr. g. L., 26, 1905.
–, Einführung in den Bau Amerikas. — Berlin 1940.
STOLLEY, E., Über die Gliederung des norddeutschen und baltischen Senons, sowie die dasselbe charakterisierenden Belemniten. — Arch. f. Anthrop. u. Geol. Schleswig-Holsteins u. d. benach. Geb., II, 2, 1897.
–, Zur Kenntnis der nordwestdeutschen oberen Kreide. — 14. Jahresber. Ver. Naturw. Braunschweig 1906.
–, Die Gliederung der norddeutschen unteren Kreide. — C. f. M., 1908.
–, Neue Beiträge zur Kenntnis der norddeutschen oberen Kreide. — Jahresb. niedersächs. Geol. Ver., 9, 1916.
–, Die leitenden Belemniten des norddeutschen Neokom. — Daselbst, 17, 1926.
STRUCKMANN, C., Die Wealdenbildungen der Umgebung von Hannover, 1880.
TERMIER, H. u. C., Histoire géologique de la biosphère. — Paris, 1952.
TOUCAS, A., Études sur la classification et l'évolution des Hippurites. — Mém. soc. géol. France. — Paléont. 11, 12 (1903 bis 1904).

TOUCAS, A., Classification et Évolution des Radiolitidés. — Daselbst, 36 (1907 bis 1908).
UHLIG, V., Zur Kenntnis der Cephalopoden der Roßfelderschichten. — Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, 32, 1882.
—, Die Cephalopoden der Wernsdorfer Schichten. — Denkschr. Ak. Wiss. Wien, 46, 1883.
—, Über die Cephalopoden der Teschener und Grodischter Schichten. — Daselbst, 71, 1901.
—, Fauna of the Spiti Shales. — Paleont. indica, 15, 1903.
UMBGROVE, J. H. F., Bijdrage tel de Kennis der Stratigraphie, Tektonik und Petrographie van het Senon in Zuid-Limburg. — Natuurhist. Maandbl. Maastricht 1926.
VETTERS, H., Über kretazische Korallen und andere Fossilien im Nordalpinen Flysch. — Jahrb. geol. Bundesanst. Wien, 1925.
VOIGT, E., Die Lithogenese der Flach- und Tiefseesedimente des jüngeren Oberkreidemeeres. — J. Hall. Verb., 9, 1929.
—, Morphologische und stratigraphische Untersuchungen über die Bryozoenfauna der oberen Kreide. — Leopoldina, Halle, 4, 1930.
—, Kreide in Geolog. Jahresberichte, I A, 1938. — Daselbst neues Schrifttum.
WANDERER, Die Versteinerungen aus der Kreide Sachsens. Jena 1909.
WEERTH, L., Die Fauna des Neokomsandsteins im Teutoburger Wald. — Paläont. Abhandl., 2, 1884 bis 1885.
WEGNER, TH., Die Granulatenkreide des westlichen Münsterlandes. — Z. D. G. G., 57, 1905.
—, Die Rudisten des norddeutschen Turons. — Z. D. G. G., 76, 1924.
WEIGEL, O., Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Gosau. — Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 87, 1937.
WEIGELT, J., & VOIGT, E., Tektonische Grundlagen der Bildung von Trümmererzlagerstätten im NW des Harzes. — Z. D. G. G., 83, 1931.
WOLANSKY, D., Die Cephalopoden und Lamellibranchiaten der Oberkreide Pommerns mit Abriß der Stratigraphie und Paläogeographie des Südbaltikums vom Wealden bis zum Senon. — Abh. a. d. geol. pal. Inst. Greifswald, 9, 1932.
WOLLEMANN, A., Fauna der Lüneburger Kreide. — Abh. pr. G. L. 37, 1902.
—, Bivalven und Gastropoden des Hilskonglomerates bei Braunschweig. — Z. D. G. G., 1896.
—, Bivalven und Gastropoden des norddeutschen und holländischen Neokoms. — Abh. pr. g. L., 1900.
—, Die Fauna des mittleren Gaults von Algermissen. — J. pr. g. L., 24, 1903.
WOODS, H., A monograph of the cretaceous Lamellibranchs of England. — Pal. Soc., 1899 bis 1913.
ZITTEL, K. A., Die Bivalven der Gosau-Kreide. — Denkschrift Ak. d. Wiss. Wien, 24, 1864.
—, Die Cephalopoden der Stramberger Schichten. — Paläont. Mitt., 2, 1868.

Siehe auch: I. Allgemeines.
2. GIGNOUX, HAUG, KAYSER, PIRSSON, SCHUCHERT.
4. ABEL (1, 2, 3), JAEKEL, KUHN, NEAVERSON, WEDEKIND.
5. v. BUBNOFF, Bd. II 2, DEECKE (Pommern), EVANS, FREBOLD, GERTH, Handbuch (1. Dänemark, 5. Neuseeland, 6. Madagaskar, 8. Persien, 11. Vereinigte Staaten, 12. Niederlande, 16. Küstenländer von Österreich, 17. Syrien usw., 23. Ägypten), HEIM, KATZER, KOSSMAT, KRENKEL, LEUCHS, MADSEN, OBRUTSCHEFF, SCHUCHERT, WEGNER.
XIV. Trias: WANNER.
XV. Jura: AIRAGHI, ASHAUER, BOGOSLOWSKY, KARRENBERG, KAUENHOWEN, HOPPE, LEMOINE, G. RICHTER, PAVLOW, UHLIG.

E. DIE NEUZEIT (KÄNOZOIKUM)

Die Neuzeit umfaßt größenordnungsmäßig einen Zeitraum von 60 bis 70 Millionen Jahren und wird in Tertiär und Quartär gegliedert. Das Tertiär teilt man in Paläogen oder Alttertiär (Paläozän, Eozän, Oligozän) und Neogen oder Jungtertiär (Miozän, Pliozän); das Quartär in Pleistozän (Diluvium) und Holozän (Alluvium).

Der floristische Schnitt gegenüber der Mittelzeit ist nicht sehr scharf, da die Angiospermen-Flora schon in der Oberkreide einsetzt. Um so schärfer ist der Faunenschnitt: es verschwinden am Ende der Kreidezeit die Ammoniten, Belemniten, Saurier; die Brachiopoden und Seelilien werden seltener; dafür entfalten sich die Muscheln und Schnecken außerordentlich reich, wobei viele neue Typen erscheinen und alte (z. B. Rudisten, Inoceramen) aussterben. Besonders aber ist das Tertiär durch die explosive Entfaltung der Säugetiere gekennzeichnet und auch die Vögel werden häufiger und differenzierter. Im allgemeinen trägt schon die alttertiäre Fauna ein modernes Gepräge.

Die neuzeitlichen Sedimente außerhalb der Faltengebirgszonen sind sehr häufig locker, d. h. diagenetisch wenig verfestigt; Sande, Kalksedimente und plastische Tone sind weit verbreitet.

XVII. TERTIÄR

Die Bezeichnung Tertiär wurde zuerst (ARDUINO, 1760, CUVIER & BRONGNIART, 1809) für die dritte Faunengemeinschaft, also als Name für die ganze Ära eingeführt. In nicht ganz logischer Weise wurden dann später Eiszeit und Nacheiszeit, die faunistisch wenig abweichen, als Quartär (GEINITZ, 1846) abgetrennt, und mit dem Tertiär als känozoische Ära zusammengefaßt (FORBES, 1854). Die erste Untergliederung in Eozän, Miozän, Pliozän haben nach Prozentzahlen heute noch lebender Arten DESHAYES (1830) und LYELL (1833) gegeben; 1854 wurde von BEYRICH das Oligozän eingefügt, 1874 von SCHIMPER das Paläozän vorangestellt (s. auch v. KOENEN, 1886). Die Zusammenfassung von Miozän und Pliozän zum Neogen stammt von M. HOERNES (1853), die der drei älteren Stufen zum Paläogen von NAUMANN (1866). Die für das letztere wichtige Systematik der Nummuliten hat DOUVILLÉ begründet. Für das norddeutsche Tertiär sind die Arbeiten von BEYRICH und v. KOENEN grundlegend, für das Mainzer Becken SANDBERGERs Monographie; das Wiener Becken haben M. HOERNES, E. SUESS und FUCHS zuerst durchforscht.

1. Lebewelt und Biostratigraphie

Zu den stratigraphischen Tabellen muß gesagt werden, daß die Biostratigraphie des Tertiärs nicht die einfache, klare Gliederung besitzt, wie die des Ammoniten-führenden Paläo- und Mesozoikums. Zonar gebundene Arten sind unter den nunmehr in Frage kommenden Tier- und Pflanzen-Ordnungen seltener; nur die Foraminiferen, insbesondere die Riesenformen des älteren Tertiärs (Nummuliten, Alveolinen, Lepidocyclinen) machen eine Ausnahme, sind aber nicht immer in ausreichender Menge vertreten, außerdem zum Teil an die Warmwasser-Fazies gebunden. Es kommt hinzu, daß nunmehr limnische und kontinentale Ablagerungen in viel größerer Menge als früher auftreten und daß diese oft nicht zureichend genau mit der marinen Fazies parallelisiert werden können. Man geht daher vielfach bei der Einstufung von Faunengemeinschaften aus, in der Marinfazies von Muscheln und Schnecken, im Kontinentalgebiet von Säugetieren. Die stratigraphische Rolle der Pflanzen ist geringer; neuerdings scheint aber die Pollenanalyse im Braunkohlen führenden Tertiär Deutschlands gewisse Aussichten zu bieten.

Die Folge dieser veränderten Voraussetzungen ist eine gelegentliche Unsicherheit der Grenzziehung. So wird die Grenze von Paläozän und Eozän verschieden gezogen. Das Aquitan wird von manchen Forschern dem Oligozän, nicht dem Miozän zugerechnet. Das Mäot-Pont wird von einigen (insbesondere in Frankreich) dem Pliozän zugerechnet und dann die Piacenza-Asti-Stufe als Mittelpliozän, die Villafranca- (Kalabrische) Stufe als Oberpliozän bezeichnet. Untersuchungen italienischer Forscher (BLANC, TONGIORGI, TREVISAN, 1953) machen dagegen die Zugehörigkeit der Kalabrischen Stufe zum Pleistozän wahrscheinlicher, wie die Profile am Monte Mario bei Rom zeigen. (Vgl. auch W. O. DIETRICH, 1953.) Auch der faunistische Unterschied von Piacenza- und Asti-Stufe ist nicht durchgreifend. GIGNOUX betrachtet beide überhaupt nur als Fazies, wobei allerdings, infolge weit verbreiteter Regression, sehr oft die sandigen Asti-Ablagerungen die tonige Piacenza-Fazies überdecken.

Flora

Von niederen Wasserpflanzen haben Diatomeen und Characeen für die stratigraphische und klimatische Bewertung limnischer Schichten Bedeutung. Kalkalgen (Lithothamnien, Nulliporen) treten im mediterranen Neogen gesteinsbildend auf.

Auf dem Lande ist der floristische Schnitt zwischen Kreide und Tertiär unscharf. Die überlieferten Reste sind sehr zahlreich und entstammen vorwiegend den häufigen Braunkohlenlagern, aber auch einigen Süßwasserbildungen (Eozän des Monte Bolca, Oligozän von Rott [Siebengebirge], Miozän von Oeningen). Die Verbreitung der Floren ist klimatisch-zonar gebunden: im Paläogen reicht der Tropengürtel noch bis Südengland, während beiderseits desselben eine gemäßigte „arktotertiäre" Gemeinschaft besteht, die später äquatorwärts vorrückt.

Während die Rolle der Farne ausgespielt ist, sind Nadelbäume sehr häufig. Erwähnt sei die weltweite Verbreitung der Sumpfzypressen *(Taxodium)* und Mammutbäume *(Sequoia)* in den Braunkohlenwäldern (Taf. LVIII, 1 und 2). Lebensbäume *(Thuja)* und Zypressen beginnen im Eozän; *Ginkgo* lebt bei uns noch im Pliozän. Abietineen werden im Eozän häufig; Kiefern liefern vor allem das Bernsteinharz, dessen pflanzliche Einschlüsse die Histologie der Tertiärflora geklärt haben.

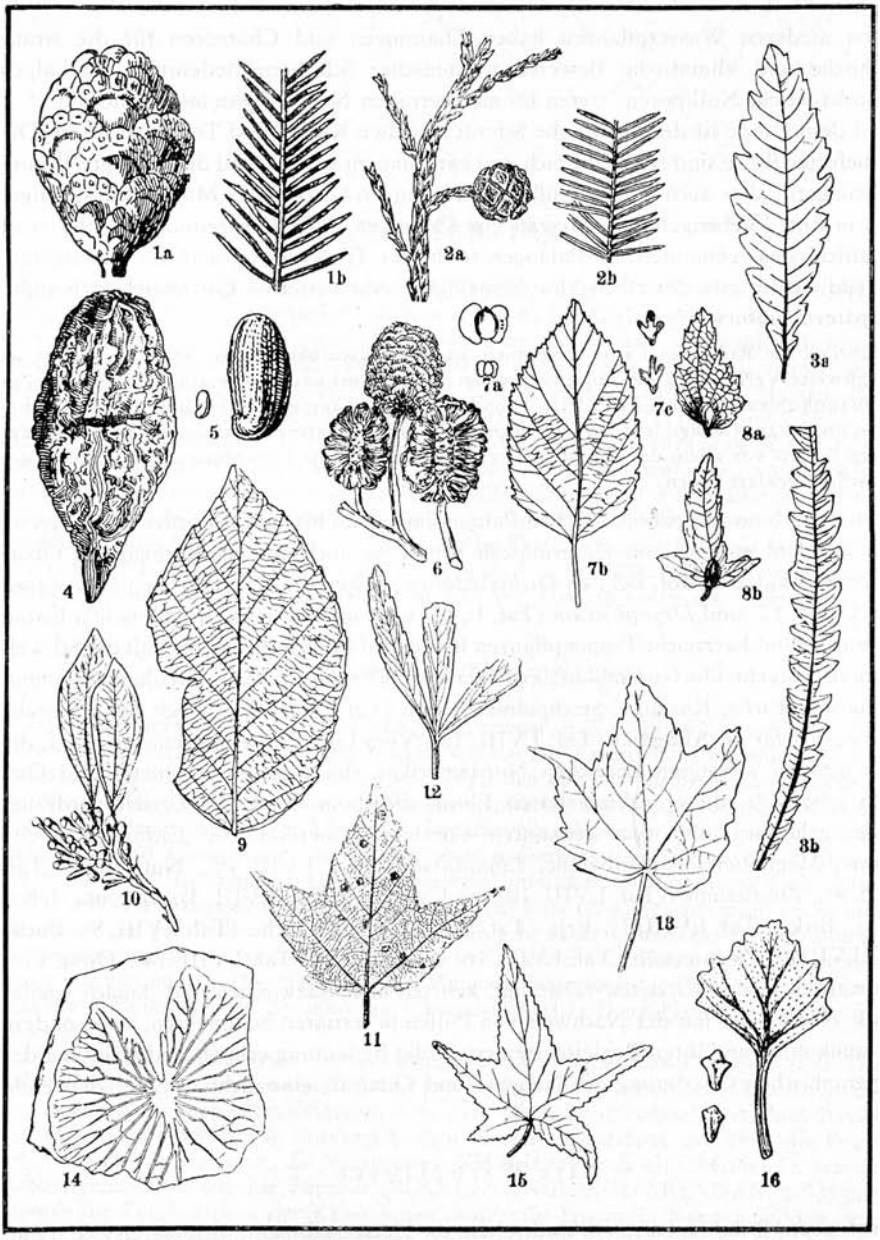
Von den Monocotyledonen reichen Palmen im Eozän bis zum südlichen Ostseegebiet *(Sabalites* und andere); im Untermiozän treten sie noch am Niederrhein, im Obermiozän am Bodensee auf. Bei den Dicotyledonen reichen die Kreideformen *Dewalquea* (Taf. LVIII, 12) und *Dryophyllum* (Taf. L, 12) noch ins Paläogen. Im deutschen Eozän sind wachs- und harzreiche Tropenpflanzen häufig, auf die der Bitumengehalt der Schwelkohlen zurückgeht. Die Gummikanäle der Kautschukbäume sind als „Affenhaar" bekannt. Häufig sind Eiche, Kastanie, Stechpalme, Ahorn (Taf. LVIII, 11). Auch die Weinrebe *(Vitis)* erscheint im Alttertiär (Taf. LVIII, 13). Vom Oligozän an treten Arten auf, die heute noch in wärmeren Bereichen Nordamerikas, des Mittelmeergebietes und Ostasiens leben. Zu dieser arktotertiären Flora, die dann durch die Eiszeit verdrängt wurde, gehören außer den genannten Coniferen amerikanische Eichen, Pappeln, Ahorne, Magnolien, Tulpenbäume, *Liquidambar* (Taf. LVIII, 15), Nußbäume (Taf. LVIII, 4), Zimtbäume (Taf. LVIII, 10) und *Myrica* (Taf. LVIII, 3). Bei uns leben weiter: Birke (Taf. LVIII, 7), Erle (Taf. LVIII, 6), Hainbuche (Taf. LVIII, 8), Buche (Taf. LVIII, 9), Wassernuß (Taf. LVIII, 16) und Seerose (Taf. LVIII, 14). Diese Formen wurden in den Eiszeiten verdrängt, kehrten aber dazwischen und danach wieder zurück. Neuerdings hat der Nachweis von Pollen in tertiären Sedimenten, insbesondere in Braunkohlen und ihren Begleitgesteinen, große Bedeutung erlangt und spielt bei der stratigraphischen Gliederung des Neogens und Quartärs eine nicht zu unterschätzende Rolle.

Die Wirbellosen

Protozoen. Radiolarien sind selten, da Tiefseesedimente zurücktreten. Foraminiferen sind dagegen als Gesteinsbildner und Leitformen wichtig.

Bei den Kettenkammerlingen WEDEKINDs liefern die Nodosariinen ± eingerollte Formen mit vorstehendem Mündungssaum, die als *Robulus* zusammengefaßt werden

Tafel LVIII, Tertiär



Erklärung nebenstehend

(Taf. LIX, 1 und 2). Sie beginnen im Eozän mit Glasschmelzschalen, die bis zum Miozän zum Porzellanstadium übergehen; die Variabilität nimmt zu. Eine Gruppe behält den dreieckigen Querschnitt, zeigt aber verschieden starke Einrollung und erhält Rippen und Kielsaum; die andere hat flache Seiten und Einschnürungen an den Kammergrenzen. Im Obereozän treten noch schwach gekrümmte Formen mit Rippen hinzu (*Gladiaria,* Taf. LIX, 3). Außerdem sind traubenförmige Kammeranhäufungen der Polymorphiniden im ganzen Tertiär häufig.

Unter den Röhrlingen WEDEKINDs seien zwei Familien genannt. Die eine bilden die Miliolid en, Röhren, die jeweils nach 1/2 Umgang durch Wachstumsunterbrechungen in Kammern gegliedert sind; da die Einrollungsebene wechselt, entstehen 2- bis 5seitig aufgewundene *Bi-, Tri-* bzw. *Quinqueloculina)* Knäuel, die schon aus der Oberkreide bekannt sind (Taf. LIV, 5 und 6.) Im Eozän sind sie gesteinsbildend. Das Altersstadium ist oft *Biloculina*-artig. Die andere Gruppe sind die spindelförmig aufgerollten Alveolinelliden (Kreide bis heute); sie gleichen den älteren Helleniten (Fusulinen), da sie ein gegliedertes Innenskelett, Septen und Längswände (Tonnenreifen) besitzen, so daß die Zuordnung zu den Röhrlingen fraglich ist (Taf. LIX, 12). *Borelis* erreicht im Alttertiär bedeutende Größe; *Alveolinella* ist vom Jungtertiär bis zur Gegenwart bekannt.

Die Neohelleniten WEDEKINDs liefern viele wichtige Formen und werden im Alttertiär sehr groß. Neben „Doppelkegel-Rotalien" mit dickem Mantel und Stacheln, die bis heute leben *(Calcarina)* und der neogenen *Amphistegina* (Taf. LIX, 7) mit einfach gegabelten Septen sind zwei Gruppen wichtig:

1. Von den Rotaliiden leitet WEDEKIND die Nummuliten ab. Das Gehäuse wird planospiral (*Nonionidae, Camerinidae* nach CUSHMAN) und nimmt an Größe gewaltig zu (bis 5 cm Durchmesser); die Kammern zeigen Tendenz zum Übergreifen, wobei bei der älteren *Assilina* (bis Mitteleozän) der Nabel offen ist (Taf. LIX, 10); die Nummuliten im engeren Sinne haben einen geschlossenen Nabel (Taf. LIX, 13 und 14). Die Septen (Taf. LIX, 15) sind zu Beginn gerade (radiat), werden später gewunden (sinuat) oder netzförmig (reticulat). Sie erhalten Verdickungen, welche außen als Granulation, innen als Pfeilerbildung erscheinen. Dieses Stadium ist im Mitteleozän erreicht. Dann werden die Formen wieder kleiner; die radiaten Nummuliten mit einfachen Septen persistieren bis zum Unteroligozän. Die gute stratigraphische Verwertbarkeit der Nummuliten wird durch ihre Beschränkung auf die warmen Meere eingeschränkt; dort sind sie gesteinsbildend. Auffallend ist das paarweise Auftreten mikro- und makrosphärischer Formen.

2. Der andere Zweig (Orbitolitacea WEDEKINDs) soll durch einen Übergang von spiraler zu ringförmiger Kammeranordnung ausgezeichnet sein. Er ist wohl sicher polyphyletisch. Genannt seien folgende wichtige Vertreter:

Orbitolites, mit dünner Schale, hufeisenförmigen Hauptkammern und wenigen Nebenkammern. Nach CUSHMAN zu den Peneropliden gehörend. Vorwiegend Eozän. Taf. LIX, 11.

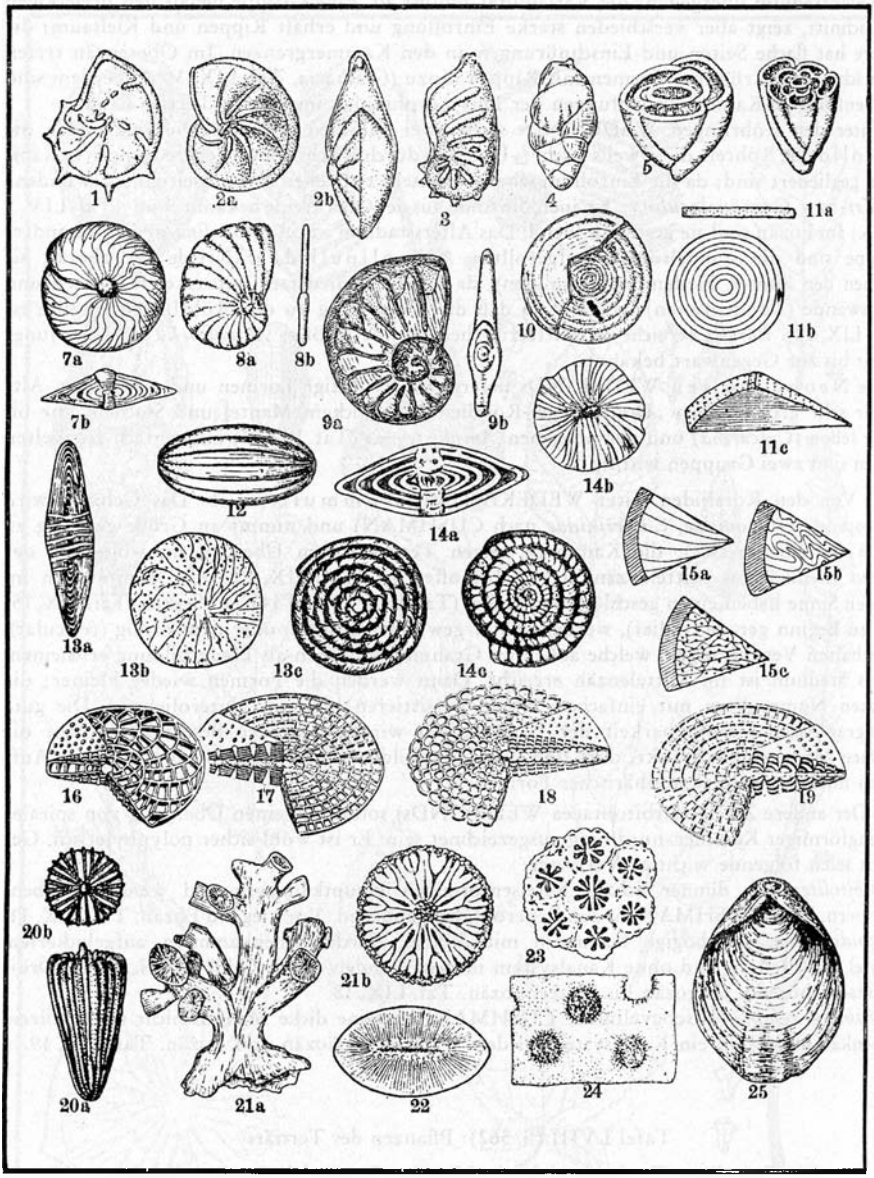
Lepidocylina, spitzbogige Kammern mit dickem, durch Nebenkammern aufgelockertem Mantel mit Pfeilern und ohne Kanalsystem in den Wänden. Nach CUSHMAN zu den Orbitoididae gehörend. Oligozän bis Untermiozän. Taf. LIX, 18.

Orthophragmina (Discocyclinidae CUSHMAN) hat eine dicke Mantelschicht mit Pfeilern, Nebenkammern und ein Kanalsystem in den Wänden. Paläozän und Eozän. Taf. LIX, 19.

Tafel LVIII (S. 562): Pflanzen des Tertiärs

1. a und b *Taxodium,* Zapfen und Laub, Miozän; 2. a und b *Sequoia,* Zapfen und Laub, Miozän; 3. a und b *Myrica*-Blätter; 4. *Juglans* (Walnuß), Pliozän; 5. *Stratiotes,* Miozän; 6. *Alnus* (Erle), Miozän; 7. *Betula prisca* (Birke), a Frucht, b Blatt, c Schuppen; 8. a und b *Carpinus* (Hainbuche), Miozän; 9. *Fagus* (Buche), Miozän; 10. *Cinnamomum* (Zimtbaum), Oligozän; 11. *Acer* (Ahorn), Miozän; 12. *Dewalquea* (Kreide-Paläozän); 13. *Vitis* (Weinstock), Miozän und älter; 14. *Nymphacites* (Seerose), Miozän; 15. *Liquidambar,* Miozän; 16. *Trapa* (Wassernuß), seit Alttertiär. Bis auf 12. nach GOTHAN.

Tafel LIX, Tertiär



Erklärung nebenstehend

Spiroclypeus (Taf. LIX, 16) mit Nebenkammern und angedeuteter spiraler Anordnung und *Cycloclypeus* (Taf. LIX, 17) ohne Nebenkammern, zyklisch, gehören nach CUSHMAN zu den Cameriniden und sollen von den langlebigeren *Operculina* (Kreide-heute, Taf. LIX, 9) und *Heterostegina* (Eozän-heute, Taf. LIX, 8) abstammen. *Spiroclypeus* ist im tieferen, *Cycloclypeus* im höheren Miozän häufiger.

Erwähnt sei noch, daß Zopfkammerlinge (Buliminiden) unselten sind, so die schon in der Kreide auftretenden Dreizeiler *Bolivina* und *Bulimina* und vom Eozän an *Uvigerina* (Dreizeiler mit Flaschenhalsmündung, Taf. LIX, 4). Im Alttertiär der Tethys ist *Hantkenia* stratigraphisch wichtig. Die planospirale Form ist in der Jugend stachellos, während der letzte Umgang bestachelt ist.

Während **Schwämme** im Tertiär kaum eine Rolle spielen, sind Korallen, insbesondere **Hexakorallen,** ziemlich reich vertreten, ziehen sich aber in den äquatorialen Gürtel zurück. Astraeiden und Thamnastraeiden sind seltener; von stockbildenden Formen sind die Madreporiden (Röhrchen in reichlichem Coenenchym) und ästig verzweigte *Dendrophyllia* häufiger (Taf. LIX, 21 und 23). Die Einzelkorallen persistieren länger außerhalb der Tropen; konische Kelche ohne Epithek mit rundem *(Turbinolia)* oder ovalem Querschnitt *(Sphenotrochus, Flabellum)* sind am häufigsten (Taf. LIX, 20 und 22). Von **Alcyonariern** seien die „belemnitenähnlichen" Röhrchen der Graphularien (mediterranes Eozän), die soliden Achsen der Gorgoniden *(Isis)* und die knolligen Stöcke von *Heliopora* (Taf. LIX, 24) erwähnt.

Für die **Bryozoen** ist die Abnahme der Cyclostomata bezeichnend, von denen einige allerdings sehr persistent sind: *Berenicea*-Jura bis heute, *Stomatopora*-Silur bis heute. Sehr häufig sind Stöcke der Cheilostomata (elliptisch-kastenförmige Zellen mit verengter Mündung und Deckel), so die inkrustierenden Kolonien von *Membranipora,* die tellerförmigen *Lunulites,* die netzförmigen *Eschara, Retepora* und die knollige *Cellepora.* Bryozoenriffe sind im Jungtertiär des Mediterranggebietes häufig.

Die **Brachiopoden** sind nunmehr Reliktformen von geringer Bedeutung. Neben Schloßlosen *(Lingula, Crania)* kommen die aufgewachsene *Thecidea* und *Rhynchonella* vor. Am häufigsten sind die Terebratuliden, welche sogar sehr groß werden; die glatte oder am Stirnrand gefältelte *Terebratula* mit großem Stielloch *(Terebratula grandis* Oligozän, Taf. LIX, 25), die gestreifte *Terebratella* und *Argiope* mit Radialleisten und langer Area sind am häufigsten.

Tafel LIX (S. 564): Foraminiferen, Korallen, Brachiopoden des Tertiärs

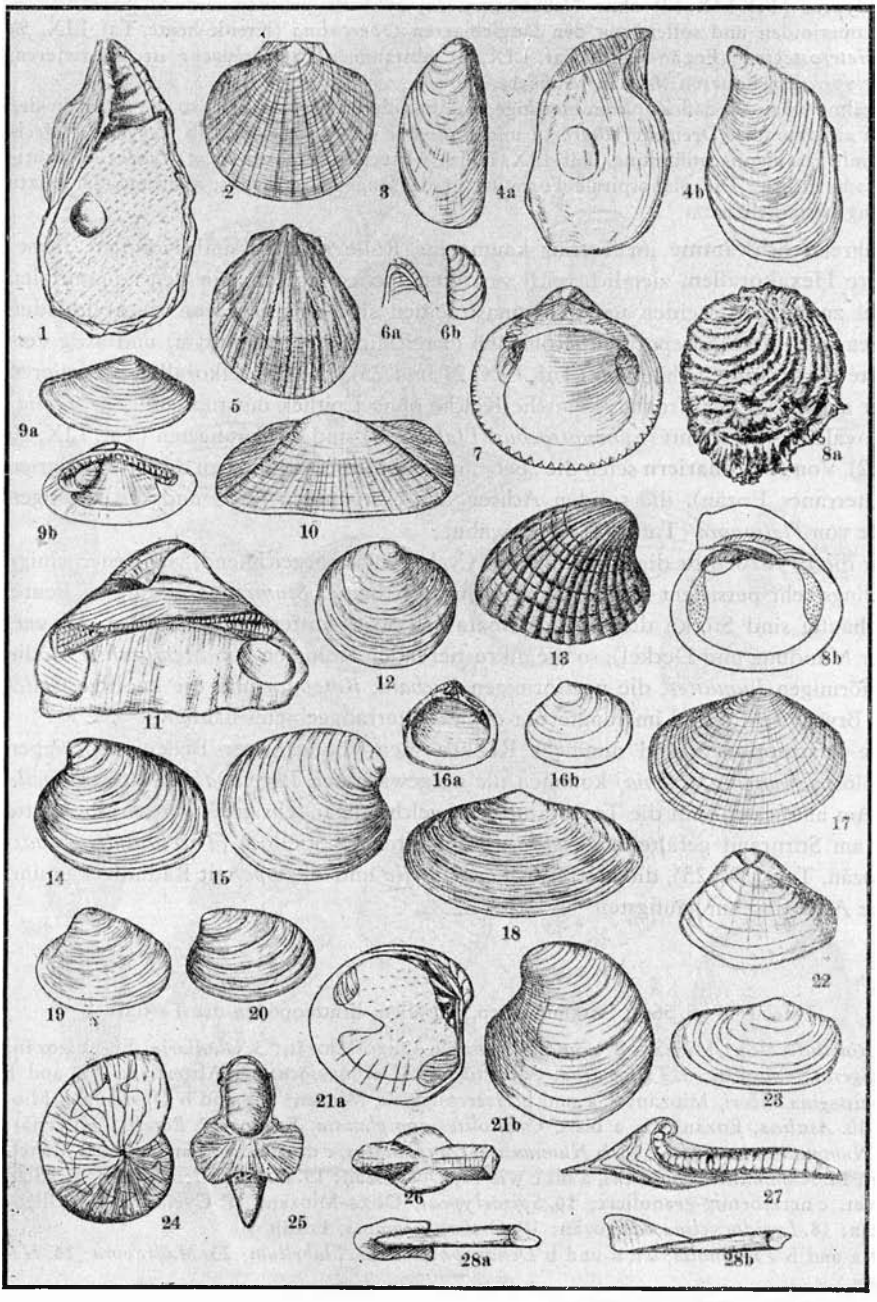
1. *Robulus calcar,* Miozän; 2. a und b *Robulus,* Oligo-Miozän; 3. *Gladiaria,* Eo-Oligozän; 4. *Uvigerina,* Miozän; 5. *Triloculina,* Alttertiär; 6. *Quinqueloculina,* Alttertiär; 7. a und b *Amphistegina haueri,* Miozän; 8. a und b *Heterostegina,* Miozän; 9. a und b *Operculina,* Miozän; 10. *Assilina,* Eozän; 11. a bis c *Orbitolites complanata,* Eozän; 12. *Borelis,* Alttertiär; 13. a *Nummulites laevigatus,* 13. b *Nummulites complanatus,* c desgleichen Längsschnitt. Mitteleozän; 14. *Nummulites contortus,* a bis c wie 13, Obereozän; 15. *Nummuliten*-Septen: a radiat, b sinuat, c netzförmig-granuliert; 16. *Spiroclypeus,* Oligo-Miozän; 17. *Cycloclypeus,* Oligo-Miozän; 18. *Lepidocyclina,* Oligozän; 19. *Orthophragmina,* Eozän.

20. a und b *Turbinolia;* 21. a und b *Dendrophyllia;* 22. *Flabellum;* 23. *Madrepora;* 24. *Heliopora.*

25. *Terebratula grandis,* Oligozän.

1 bis 6, 14 bis 19 nach WEDEKIND.

Tafel LX, Tertiär



Erklärung nebenstehend

Bei den **Mollusken** sind der Rückgang der beschalten Cephalopoden und das Aufblühen der Muscheln und Schnecken bemerkenswert. Von tetrabranchiaten **Cephalopoden** sind *Nautilus* und *Aturia* (mit Seitenlobus, Taf. LX, 24) übrig. Belemniten fehlen, doch besitzen einige Zweikiemer des Eozän rudimentäre Rostra mit verbreitertem Randfortsatz (*Belosepia,* Taf. LX, 25), oder mit tiefer Alveole (*Vasseuria,* Taf. LX, 28), oder mit Flügelanhängen (*Beloptera,* Taf. LX, 26). Im Miozän ist *Spirulirostra* zu nennen, mit gekrümmtem Phragmokon in kurzer Scheide (Taf. LX, 27); sie leitet zur rezenten *Spirula* über.

Bei den **Muscheln** besteht schon im Alttertiär die generische Mannigfaltigkeit der Gegenwart; lokal sind sie leitend. Faziell kann man eine dickschalige Gruppe großer Formen in litoralen Kalksandsteinen und eine dünnschalige Gruppe in Schlicken des Stillwassers unterscheiden.

Während Aviculiden im engeren Sinne zurücktreten, sind Steckmuscheln *(Pinna)* und Perniden (mit Ligament in Quergruben) groß und häufig (Taf. LX, 4). Dasselbe gilt von Austern, wo aber Formen mit vertikal gedrehtem Wirbel *(Gryphaea)* fehlen (Taf. LX, 1). Auch bei den zahlreichen Pectiniden, die lokal stratigraphischen Wert haben, überwiegen die großen, kräftig berippten und bestachelten Formen *(Amussium, Chlamys, Vola, Spondylus,* Taf. LX, 2 und 5).

Die oval-dreieckigen Mytiliden mit Byssus und dicker Epidermis sind für das Brackwasser bezeichnend (Taf. LX, 3). Die kleine dreieckige *Dreissensia* mit Byssusplatte unter dem terminalen Wirbel ist seit dem Miozän häufig (Taf. LX, 6). Die große dickschalige, gewölbte *Congeria* mit eingebogenen Wirbeln ist für das brackisch-limnische Neogen des Mittelmeeres und der voralpinen Senke bedeutsam.

Die altertümlichen Taxodonten sind für die Meeresfazies noch wichtig; bei den Nuculiden mit geknickter Reihe kleiner Kerbzähne sei *Leda* (*deshayesi* — toniges Mitteloligozän) mit hinten geschnäbelter Schale genannt (Taf. LX, 9); bei den Arciden sind die oval-vierseitige *Arca* mit radialer Berippung (Taf. LX, 10), die trapezförmige *Cucullaea* (Taf. LX, 11) mit gefurchter Bandarea (Paläozän) und der runde symmetrische *Glycimeris* (= *Pectunculus)* mit dreieckiger Bandarea und bogenförmigen Zahnleisten wichtig; der letzte hat im Oligozän und Miozän Leitwert (Taf. LX, 7).

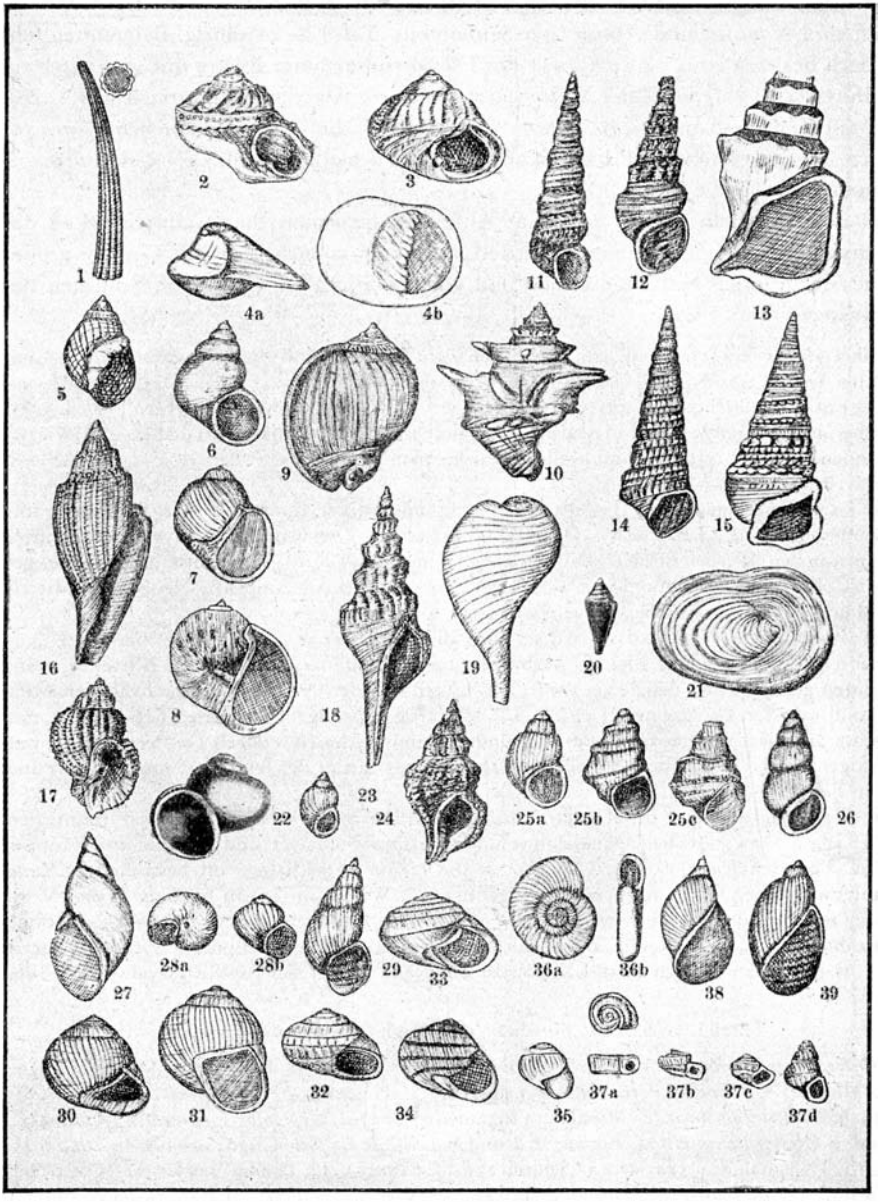
Die Trigonien sind im Tertiär selten; möglicherweise sind sie mit den limnischen Unioniden verwandt, bei denen Zähne und Skulptur reduziert sind und die nun häufiger werden. Von den Pachyodonten ist nur die kleine, dickschalige, oft bestachelte *Chama* mit aufgewachsener linker Klappe und eingebogenem Wirbel im Eozän häufiger (Taf. LX, 8).

Die ganzrandigen Heterodonten sind sehr zahlreich. Bei den Astartiden (ohne Seitenzähne) sind *Astarte* und *Cardita* noch häufig; die mit Netzskulptur versehene *Venericardia* ist im Eozän typisch (Taf. LX, 13). In die Nähe gehört die rundlich-ovale *Crassatella*

Tafel LX (S. 566): Muscheln und Cephalopoden des Tertiärs

1. *Ostrea crassissima,* Miozän; 2. *Pecten (Amussium) cristatus,* Miozän; 3. *Mytilus faujasi;* Oligo-Miozän; 4. a und b *Perna maxillata (soldani),* Oligozän; 5. *Spondylus tenuispina,* Oligozän; 6. *Dreissensia brardi,* Miozän, a Ligamentgrube; 7. *Glycimeris obovatus,* Oligozän; 8. a und b *Chama lammellosa,* Eozän; 9. a und b *Leda deshayesi,* Oligozän; 10. *Arca barbata,* Miozän; 11. *Cucullaea crassatina,* Schloßrand, Paläozän; 12. *Lucina tenuistria,* Oligozän; 13. *Cardita (Venericardia) planicosta,* Eozän; 14. *Cyprina morrisi,* Paläozän; 15. *Cyprina rotundata,* Oligozän; 16. a und b *Corbicula faujasi,* Miozän; 17. *Corbis lamellosa,* Eozän; 18. *Tellina planata,* Miozän; 19. *Cyrena semistriata,* Oligozän; 20. *Tapes gregaria,* Miozän; 21. a und b *Pitaria incrassata,* Oligozän; 22. *Corbula gallica,* Eozän; 23. *Panopaea menardi,* Miozän; 24. *Aturia aturi,* Miozän; 25. *Belosepia,* Eozän; 26. *Beloptera,* Eozän; 27. *Spirulirostra,* Miozän; 28. a und b *Vasseuria,* Eozän.

Tafel LXI, Tertiär



Erklärung nebenstehend

mit konzentrischen Streifen (Kreide-Miozän). Häufig sind Formen mit Seitenzähnen: *Cardium* mit kreuzweise stehenden Hauptzähnen und reicher Skulptur, die rundlichen *Lucina* und *Corbis* mit konzentrischer Streifung (Taf. LX, 12 und 17), und die stratigraphisch wichtige *Cyprina* mit großem Wirbel und hinterem Seitenzahn (*Cyprina morrisi* — Paläozän, *Cyprina rotundata* — Miozän, *Cyprina islandica* — Pliozän und Quartär, Taf. LX, 14, 15 und Taf. LXV, 11). Die hier anschließenden brackischen und limnischen Formen sind auch wichtig: *Cyrena* — rundlich, konzentrisch gestreift mit leistenförmigen Seitenzähnen (*Cyrena semistriata* — Oligozän, Taf. LX, 19); *Corbicula*, ähnlich mit quergestreiften Seitenzähnen (*Corbicula faujasi* — Miozän, *Corbicula fluminalis* — Pliozän bis Quartär, Taf. LX, 16 und Taf. LXV, 6); *Pisidium*, länglich ungleichseitig (Jungtertiär, Gegenwart).

Bei den gebuchteten Heterodonten sind die Veneriden häufig: die rundliche *Venus*, der längliche *Tapes, Cytherea (Pitaria)* mit kräftigem Wirbel und Lunularzahn in der linken Klappe (Paläozän, Eozän, Oligozän, Taf. LX, 20 und 21). Fast überall sind auch die dünnschalige ovale *Tellina* und die dreieckige *Mactra* mit Spaltzahn zu treffen (Taf. LX, 18).

Bei den Desmodonten fehlt *Pleuromya*, und *Pholadomya* ist selten. Die weit klaffende *Panopaea* ist gelegentlich wichtig (*Panopaea menardi* — Miozän, Taf. LX, 23). Die dickschaligen Myiden mit Bandlöffel in der linken Klappe sind im Brackwasser zahlreich, insbesondere die ungleichklappige, ovale *Corbula* (*Corbula gallica* — Eozän, *Corbula pisum* — Eozän, Oligozän, *Corbula carinata* — Miozän, *Corbula gibba* — Miozän, Pliozän, Taf. LX, 22). Bohrmuscheln *(Pholas, Teredo)* sind besonders auf Transgressionsflächen unselten.

Von den **Schnecken** gilt ähnliches wie von den Muscheln, nur ist die Formenfülle noch größer und die Beziehung zur Gegenwart enger. Während den Muscheln nur der Übergang zum Süßwasser gelang, erobern die Schnecken auch das Land; dieser Prozeß begann schon früher, doch erhalten erst im Tertiär die Landschnecken größere Bedeutung.

Scaphopoden *(Dentalium)* sind im mediterranen Jungtertiär zahlreich und groß (Taf. LXI, 1). Von Schildkiemern seien der kreiselförmige *Turbo* (Taf. LXI, 2) mit rundlichen Windungen und starker Verzierung, *Trochus* (Taf. LXI, 3) mit flacher Basis und die agglutinierende *Xenophora* genannt. Ferner sind Neritiden *(Nerita, Neritina)* in der brackisch-limnischen Fazies unselten; *Velates* (Taf. LXI, 4) mit eingekrümmter Spitze, großem letztem Umgang und gefalteter Innenlippe ist im Eozän bezeichnend.

Tafel LXI (S. 568): Schnecken des Tertiärs

1. *Dentalium sexangulare* mit Querschnitt, Pliozän; 2. *Turbo rugosus*, Pliozän; 3. *Trochus brocchii*, Pliozän; 4. a und b *Velates schmiedeli*, Eozän; 5. *Nassa michaudi*, Miozän; 6. *Cyclostoma antiquum*, Oligozän; 7. *Natica crassatina*, Oligozän; 8. *Natica millepunctata*, Mio-Pliozän; 9. *Cassis saburon*, Eozän; 10. *Melongena minax*, Eozän; 11. *Turritella turris*, Miozän; 12. *Brodia escheri*, Miozän; 13. *Cerithium (Campanile) giganteum*, Eozän; 14. *Cerithium (Tympanotonus) margaritaceum*, Oligozän; 15. *Cerithium (Potamides) lamarcki*, Oligozän; 16. *Voluthilites bicorona*, Eozän; 17. *Cancellaria cancellata*, Miozän; 18. *Fusus longirostris*, Miozän; 19. *Ficula condita*, Miozän; 20. *Conus dujardini*, Miozän, nach SCHAFFER; 21. *Valenciennesia*, Pliozän; 22. *Spirialis*, Oligozän, nach DACQUÉ & v. KOENEN; 23. *Bithynia tentaculata*, Pliozän-Quartär; 24. *Triton flandricus*, Oligozän; 25. *Paludina (Viviparus)*, a *brusinai*, b *forbesi*, c *hoernesi*, Pliozän; 26. *Nystia duchasteli*, Oligozän; 27. *Physa gigantea*, Eozän; 28. a und b *Valvata piscinalis*; Miozän-Quartär; 29. *Hydrobia elongata*, Miozän; 30. *Cepaea rugulosa*, Oligo-Miozän; 31. *Plebecula ramondi*, Oligozän; 32. *Cepaea christoli*, Miozän; 33. *Cepaea silvana*, Miozän; 34. *Cepaea sylvestrina*, Miozän; 35. *Omphalosagda subrugulosa*, Miozän; 36. *Planorbis cornu*, Miozän; 37. a bis d *Gyraulus multiformis*, Miozän; 38. *Lymnaea pachygaster*, Oligozän; 39. *Glandina inflata*, Miozän.

Bei den Kammkiemern wird *Litorina* (kreiselförmig mit rundlicher Mündung und scharfer Außenlippe) im Jungtertiär häufiger. Die höher aufgewundene, rundmündige Landform *Cyclostoma* mit Deckel ist schon im Oligozän *(Cyclostoma mumia, antiquum)* wichtig (Taf. LXI, 6). Die rundliche *Natica* mit kleinem Gewinde und großem letztem Umgang ist weit verbreitet *(Natica hantoniensis*-Eozän, *Natica crassatina* und *stampiensis*-Oligozän, *Natica epiglottina*-Miozän, *Natica millepunctata*-Obermiozän-Pliozän, Taf. LXI, 7 und 8).

Bei den turmförmigen Typen sind die Turritellen mit ganzrandiger Mündung und spiraler Skulptur gelegentlich gesteinsbildend *(Turritella turris*-Miozän. Taf. LXI, 11). *Brodia (Melania)* und *Melanopsis* mit ovaler, schwach geschlitzter Mündung sind häufige Formen des Brack- und Süßwassers *(B. escheri*-Miozän, Taf. LXI, 12). Stratigraphische Bedeutung haben die Cerithiiden mit kurzem Ausguß, umgeschlagener Außenlippe und wechselnder Skulptur; *Cerithium (Campanile) giganteum* (Mitteleozän), *Cerithium margaritaceum* (Oligozän, Taf. LXI, 13 und 14). Der ähnliche, limnisch-brackische *Potamides* (Taf. LXI, 15) hat eine Epidermis und liefert ebenfalls lokale Leitformen *(Potamides lamarcki*-Oligozän). Häufig sind auch Typen mit geflügelter oder in einzelne Fortsätze auslaufender Außenlippe *(Aporrhais, Rostellaria, Strombus).*

Von niedrigeren Formen mit Ausguß seien erwähnt: *Cassis* (Taf. LXI, 9 mit verdickter Außenlippe und schwieliger Innenlippe *(Cassis saburon*-Miozän); *Pyrula (Ficula)* mit sehr niedrigem Gehäuse, stark verlängerter letzter Windung und spiraler Streifung *(Pyrula condita*-Miozän, Taf. LXI, 19); *Buccinum* – bauchig, mit schwieliger Innenlippe und die ähnliche *Nassa* (Taf. LXI, 5), mit zurückgebogenem kurzem Kanal (Mio-Pliozän der kälteren Zone).

Ein besonderes Kennzeichen des Tertiärs bildet der Reichtum an dickschaligen Formen mit kräftigem, oft stark verlängertem Ausguß und reicher Verzierung; genannt seien:

Triton (Taf. LXI, 24) — mittelhohes Gewinde, Spindelgestalt, kurzer Ausguß und Querwülste (*Triton flandricus* — Oligozän). *Murex,* reiche Bestachelung und oft verlängerter Ausguß. *Fusus* (Taf. LXI, 18) — turmförmig mit langem Ausguß-Kanal und wechselnder Berippung (*Fusus elongatus, multisulcatus* — Oligozän, *Fusus longirostris* — Miozän). Die birnförmige dickschalige *Melongena* mit niedrigerem Gewinde und großer letzter Windung ist im Oligo-Miozän häufig (Taf. LXI, 10). *Voluthilites* — schlank, lange letzte Windung und eine verlängert schlitzförmige Mündung; sehr häufig im Eozän (Taf. LXI, 16). *Pleurotoma* — turmförmiges Gehäuse, ziemlich langer Kanal und Schlitz bzw. Schlitzband unter der Naht (im Oligozän und Miozän lokal leitend). *Cancellaria* — eiförmig, mit bauchigem letztem Umgang, spiralen Streifen, Querwülsten und schiefen Falten auf der Innenlippe; im jüngeren Tertiär häufig (Taf. LXI, 17). Nicht selten ist der oft große *Conus* mit niedrigem Gewinde, breitkonischer letzter Windung und schlitzförmiger Mündung *(Conus dujardini*-Miozän, Taf. LXI, 20).

Von ausgesprochen an das Süßwasser angepaßten Familien seien erwähnt:

Valvatidae. Die genabelte, scheibenförmige *Valvata* mit wenigen Umgängen ist seit dem Obermiozän häufig (*Valvata piscinalis,* Taf. LXI, 28).

Paludinidae. Die turmförmigen, mit Epidermis versehenen Schalen sind seit dem Wealden bekannt. Querschnitt und Skulptur sind sehr variabel. Die glatten dünnschaligen Formen werden als *Viviparus* bezeichnet. Besonders häufig im Pliozän des östlichen Mittelmeergebietes (Taf. LXI, 25 a bis 25 c).

Hydrobiidae. Die kleinen, dünnen, meist glatten Schalen des Süß- und Brackwassers sind seit dem Wealden bekannt. Die bezeichnendsten Formen sind: *Hydrobia* (Taf. LXI, 29)

— spitz-kegelförmig mit 4 bis 5 Umgängen und ovaler Mündung. Im Miozän oft gesteinsbildend (*Hydrobia dubuissoni, Hydrobia elongata, inflata* und andere). *Bithynia* (Taf. LXI, 23) — niedriger, kreiselförmig mit großem letzten Umgang; häufig im Pliozän und Quartär *(Bithynia tentaculata). Nystia* (Taf. LXI, 26) — mit umgeschlagener Außenlippe und kalkigem Deckel; häufig im Oligozän *(Nystia duchasteli).*

Die übrigen Brack- und Süßwasserschnecken gehören zu den Pulmonaten. Neben der napfförmigen *Valenciennesia* (Taf. LXI, 21, Pliozän) und den dicken, eiförmigen Auriculiden sind vor allem die dünnschaligen Lymnaeiden ungeheuer zahlreich. Besonders wichtig sind:

Lymnaea — mit wenigen, schnell anwachsenden Umgängen, Mündung eiförmig. Im ganzen Tertiär häufig. *Lymnaea pachygaster* leitend im Oligozän (Taf. LXI, 38).

Physa — wie *Lymnaea,* aber links gewunden. Häufig im Alttertiär (Taf. LXI, 27).

Planorbis — scheibenförmig (*Planorbis pseudammonius* Eozän, *Planorbis cornu* Miozän). Die Variabilität ist sehr stark; besonders berühmt bei *Planorbis (Gyraulus) multiformis* aus dem Obermiozän von Steinheim, mit Übergängen von flacher bis zu turmförmiger Gestalt (Taf. LXI, 36 und 37).

Ancylus — napfförmig, mit eingekrümmter Spitze. Jungtertiär und Quartär (Taf. LXV, 20).

Zu den Pulmonaten gehören auch die nun weit verbreiteten und stratigraphisch nicht unwichtigen Landschnecken; die meisten Gattungen leben bis heute:

Glandina — oval mit stark verlängerter letzter Windung (Taf. LXI, 39).

Helix — halbkugelig, niedriges Gewinde, rundliche bis halbmondförmige Mündung. Sie wird in viele Gattungen geteilt, im Miozän sind leitend: *Helix (Plebecula) ramondi, Helix (Cepaea) rugulosa* — Oberoligozän, *Helix (Omphalosagda) subrugulosa* — Untermiozän, *Helix (Cepaea) christoli* — Obermiozän (Taf. LXI, 30 bis 35).

Bulimus — hochkonisch, mit umgeschlagener Außenlippe — Oligozän — Miozän.

Clausilia — turmförmig, links gewunden, mit Deckel. Seit dem Eozän.

Pupa — hoch-zylindrisch, mit verengter Mündung. Seit dem Karbon! (Taf. LXV, 18 und 19).

Succinea — eiförmig, mit großer letzter Windung (Taf. LXV, 15).

Von marinen Schnecken seien noch die involuten Bulliden (Hinterkiemer) für Sandfazies und die Pteropoden erwähnt; zu den letzten gehört der im Miozän des östlichen Mittelmeeres leitende, links gewundene und dünnschalige *Spirialis* (Taf. LXI, 22).

Von **Würmern** sind Kalkröhren von *Ditrupa* (Anneliden) im Paläozän häufig *(Ditrupa strangulata).* Grabgänge und Fährten von Anneliden sind für die Flyschfazies kennzeichnend („Fucoiden", S. 599).

Die **Krebse** haben rezenten Charakter. Ostracoden *(Cypris, Cythere)* setzen in limnischen Ablagerungen des Oligo- und Miozäns ganze Bänke zusammen. Wichtig ist die gelegentliche Häufigkeit von Asseln *(Sphaeroma margarum*-Oligozän). Von Krabben hat *Xanthopsis leachi* im Eozän Bedeutung, *Coeloma balticum* ist im Unteroligozän bezeichnend. Von Langschwanzkrebsen seien *Astacus, Pagurus* und *Callianassa* genannt.

Die **Insekten** des Tertiärs sind gut bekannt durch die vorzüglich erhaltenen Bernstein-Inklusen mit einer Fülle durchaus neuzeitlicher Gattungen. Interessante Einblicke gewährt auch die mitteleozäne Braunkohle des Geiseltales (Erhaltung mit Farbspuren!). Auch die oligozäne Papierkohle von Rott (Niederrhein), die oligozänen Gipsmergel von Aix (Provence) und die obermiozäne Molasse von Oeningen haben reiche Funde geliefert.

Von **Echinodermen** treten Seelilien nur in bathyalen Sedimenten des älteren Tertiärs auf *(Bourgueticrinus, Pentacrinus)*. Die Seeigel sind wichtiger. Von regulären sind *Cidaris, Cyphosoma, Salenia* im älteren Tertiär unselten, während im Pliozän vor allem *Echinus* auftritt. Unter den irregulären seien genannt:

Gnathostomata: der große konische *Conoclypeus* im Eozän; *Clypeaster* mit flacher Unterseite, Innenpfeilern und aufgewölbter Oberseite mit schönen Petalodien liefert große Formen im mediterranen Jungtertiär; die flach schildförmige *Scutella* ist im Oligozän-Miozän Südeuropas häufig. Unselten sind auch die kleinen ovalen *Echinocyamus, Lenita, Scutellina* im Alttertiär.

Atelostomata: der rundlich-ovale *Echinolampas* mit offenen Petalodien und fast zentralem Mund ist im Oberoligozän wichtig *(Echinolampas kleini)*. Von den herzförmigen Spatangiden hat *Linthia* einen zentralen, *Schizaster* einen nach hinten gerückten Scheitel; die Ambulakren liegen vertieft. Ein verwischtes vorderes Ambulakrum und unregelmäßig gestellte Stachelwarzen haben *Hemipatagus, Eupatagus, Maretia, Spatangus*. Die meisten ziehen sich bis zur Gegenwart in südlichere Breiten zurück.

Die Wirbeltiere

Fische. Die tertiären Fische tragen junges Gepräge. Schon bei den in sublitoralen Kalksanden häufigen Haien reichen viele Gattungen von der Kreide bis in die Gegenwart; genannt seien: *Notidanus* (Taf. LV, 22) mit schlanken, zungenförmigen Zähnen, die jeweils 2 kleine Seitenzähnchen haben, *Carcharodon,* mit großen, dreieckigen, fein gekerbten Zähnen.

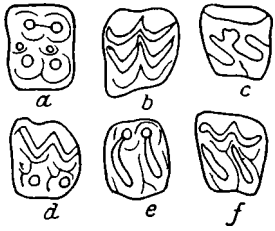


Abb. 180.
Schmelzfaltentypen der Kauflächen von Backenzähnen bei Säugetieren. *a* bunodont; *b* selenodont; *c* lophodont; *d* buno-selenodont; *e* lophobunodont; *f* lopho-selendont. Nach H. SCHMIDT.

Bei den höheren Fischen sind die Teleostier mit verknöchertem Innenskelett und schmelzlosen, dachziegelförmig gelagerten Cycloid-Schuppen unbedingt vorherrschend. Sehr reiche Faunen lieferten das Eozän von Monte Bolca (Vicentin), die Green-River-Schichten des westlichen Nordamerikas, die oligozänen Schiefer der Schweiz (Glarus), die oligozänen bituminösen Schiefer der Karpathen und des Rheintales; bei den letzten haben die kleine heringsähnliche *Meletta* und die mit röhrenförmiger Schnauze versehene *Amphisyle* (mit den Seepferdchen verwandt) leitende Bedeutung (Taf. LXII, 1 und 2). Oft sind nur die widerständigen Gleichgewichtssteine des Ohres (Otolithen) zu finden.

Von **Amphibien** muß der Molch aus der obermiozänen Molasse von Oeningen erwähnt werden, den SCHEUCHZER 1726 als Rest eines Menschen der Sintflut-Zeit beschrieb (*Andrias* s. S. 7). Frösche sind bekannt im Eozän des Geiseltales, im Oligozän von Rott (Niederrhein), im Miozän vom Randecker Maar (Alb).

Unter den **Reptilien** sind Schildkröten im Alttertiär häufig. Echte Krokodile mit sekundärem Gaumen beginnen schon in der Kreide. Schlangenwirbel treten oft im Paläozän Englands auf. **Vögel** sind nun auch reicher entwickelt.

Die **Säugetiere,** welche im Mesozoikum nur durch kleine primitive Formen vertreten waren, gelangen im Tertiär zu explosiver Entwicklung. Beuteltiere sind im Alttertiär Europas bekannt *(Didelphys,* Taf. LXIV, 11); später konzentrieren sie sich auf beide Amerika und Australien.

Von Placentaliern sind vor dem Tertiär mit Sicherheit nur Insectivoren bekannt *(Deltatheridium* aus der Kreide der Mongolei). Da aber im älteren Tertiär schon Vorläufer der Raubtiere *(Creodonta),* Huftiere *(Amblypoda* und *Condylarthra)* und Affen auftreten, müssen die Stammgruppen in die Kreide zurückreichen. Für die stratigraphisch wichtige systematische Bestimmung ist man meist nur auf Skelett-Teile, insbesondere auf Zähne, Kiefern und Extremitäten angewiesen. Das Gebiß liefert Leitfossilien in fast allen Gruppen. Marine Säuger sind erst seit dem Miozän häufiger.

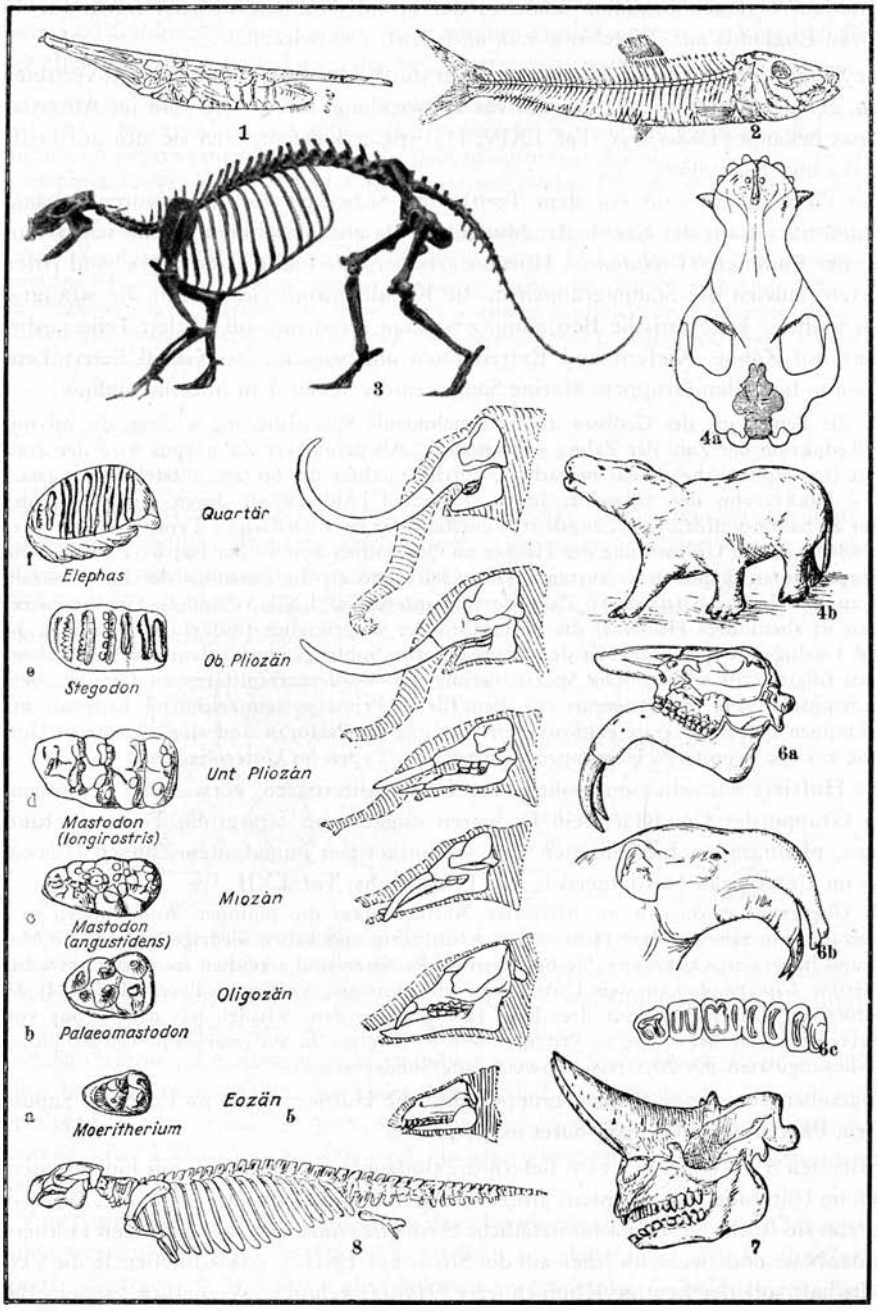
Für die Bewertung des Gebisses ist die zunehmende Spezialisierung wichtig, die oft mit einer Reduktion der Zahl der Zähne verknüpft ist. Als primitiver Zahntypus wird der dreispitzige (tribosphenische) Molar betrachtet; durch Zunahme der Spitzen entsteht der bunodonte Höckerzahn der Schweine, Bären, Primaten (Abb. 180a); durch Umbildung der Höcker zu halbmondförmigen Längsleisten entsteht der selenodonte Typus der Paarhufer (Abb. 180b); durch Umformung der Höcker zu Querjochen kommt der lophodonte Zahn der Unpaarhufer, Tapire usw. zustande (Abb. 180c und e); die Zunahme der Lamellenzahl führt zum polylophodonten Zahn der Elefanten (Taf. LXII, 5e und f). Für die Extremitäten ist (besonders Huftiere) die Reduktion der ursprünglich fünfzehigen Form zu 3-, 2- und 1-zehigen Typen, daneben der Übergang von Sohlengängern (plantigrad) zu Zehengängern (digitigrad) wichtig. Die Spezialisierung der Vorderextremitäten zu Greiforganen, mit aufrechtem Gang verbunden, ist vor allem für die Primaten kennzeichnend. Erdgeschichtliche Etappen liefert die erste explosive Entwicklung im Paläozän und eine allgemeine Umbildung aus den primitiven Urgruppen zu modernen Typen im Unteroligozän.

Die **Huftiere** wurzeln zum größten Teil in der alttertiären, vorwiegend amerikanischen Gruppe der Condylarthren. Es waren doggen- bis tapirgroße Tiere mit fünfzehigen, plantigraden Extremitäten und vierhöckerigen bunodonten Zähnen *(Phenacodus* im Untereozän Nordamerikas und Frankreichs, Taf. LXII, 3).

Als Übergänge erscheinen im Alttertiär Nordamerikas die plumpen Amblypoden und Dinoceraten mit sehr kleinem Hirn; sie sind fünfzehig und haben niedrige lophodonte Molaren und hauerartige Eckzähne. Sie beginnen im Paläozän und erreichen im Eozän beträchtliche Größe. *Coryphodon* aus dem Untereozän (auch Europa) erinnert an Bären (Taf. LXII, 4), *Uintatherium* (Obereozän), mit drei Paar Höckern auf dem Schädel, hat den Typus von Rhinoceroten. Eine Beziehung zu Proboscidiern ist möglich. In Südamerika liefern die plumpen Notoungulaten des Alttertiärs abweichende Sonderformen.

Abgesehen von diesen Primitivgruppen sind die Huftiere schon im Eozän in Subungulaten, Paarhufer und Unpaarhufer aufgespalten.

1. Bei den Subungulaten liefern die fünfzehigen *Hyracoidea* mit lophodontem Gebiß im Unteroligozän Ägyptens großwüchsige Klippschliefer *(Megalohyrax, Sagatherium);* an sie ist das große nashornähnliche *Arsinoitherium* mit zwei kräftigen Hörnern über der Nase und zwei schwachen auf der Stirn (Taf. LXII, 7) anzuschließen. In die Verwandtschaft soll der heutige Klippschliefer *(Hyrax)* gehören. Wesentlich größere Bedeutung haben die fünfzehigen, semidigitigraden Proboscidier (Elefanten).



Erklärung nebenstehend

Sie beginnen mit *Mocritherium* im Obereozän Ägyptens, einer tapir großen Form mit vierhöckerigen bunodonten Molaren und kurzen Stoßzähnen. *Palaeomastodon* aus dem Unteroligozän hat einen etwas größeren und vor allem höheren Schädel, gerade Stoßzähne in beiden Kiefern und sechshöckerige bunodonte Molaren. Das große *Mastodon* (Miozän, Pliozän) wandert nach Amerika ein, wo es länger lebt als bei uns; die Zahl der Höcker in den Backenzähnen ist vermehrt, und sie sind oft zu Querreihen geordnet; die Stoßzähne des Unterkiefers bilden sich bei den jüngeren Formen zurück. *Elephas* mit sehr hohem Schädel hat polylophodonte Zähne (die Zahl der Lamellen steigert sich im Diluvium); Stoßzähne sind nur im Oberkiefer vorhanden und ± stark gebogen. Im Pliozän erreicht die Gattung gewaltige Größe *(Elephas meridionalis)*. Eine Übergangsform zwischen *Mastodon* und *Elephas* bildet *Stegodon* aus dem Pliozän und Quartär Asiens und Afrikas (LXII, 5 a bis f). *Dinotherium*, seit dem Untermiozän bis zum Quartär in Europa, Asien und Afrika ist ein Seitenzweig mit einfachen Molaren (mit 2 bis 3 Querjochen) und nach unten gebogenen Stoßzähnen nur im Unterkiefer (Taf. LXII, 6 a bis c).

Zu den Subungulaten rechnet man endlich die zum Wasserleben hinüberwechselnden Sireniden oder Seekühe. Sie zweigen im Eozän *(Protosiren, Eotheroides)* von den Proboscidiern ab und sind durch Reduktion des Beckens und des Gebisses ausgezeichnet; Rippen *(Halitherium)* sind im Mitteloligozän des Mainzer Beckens häufig (Taf. LXII, 8).

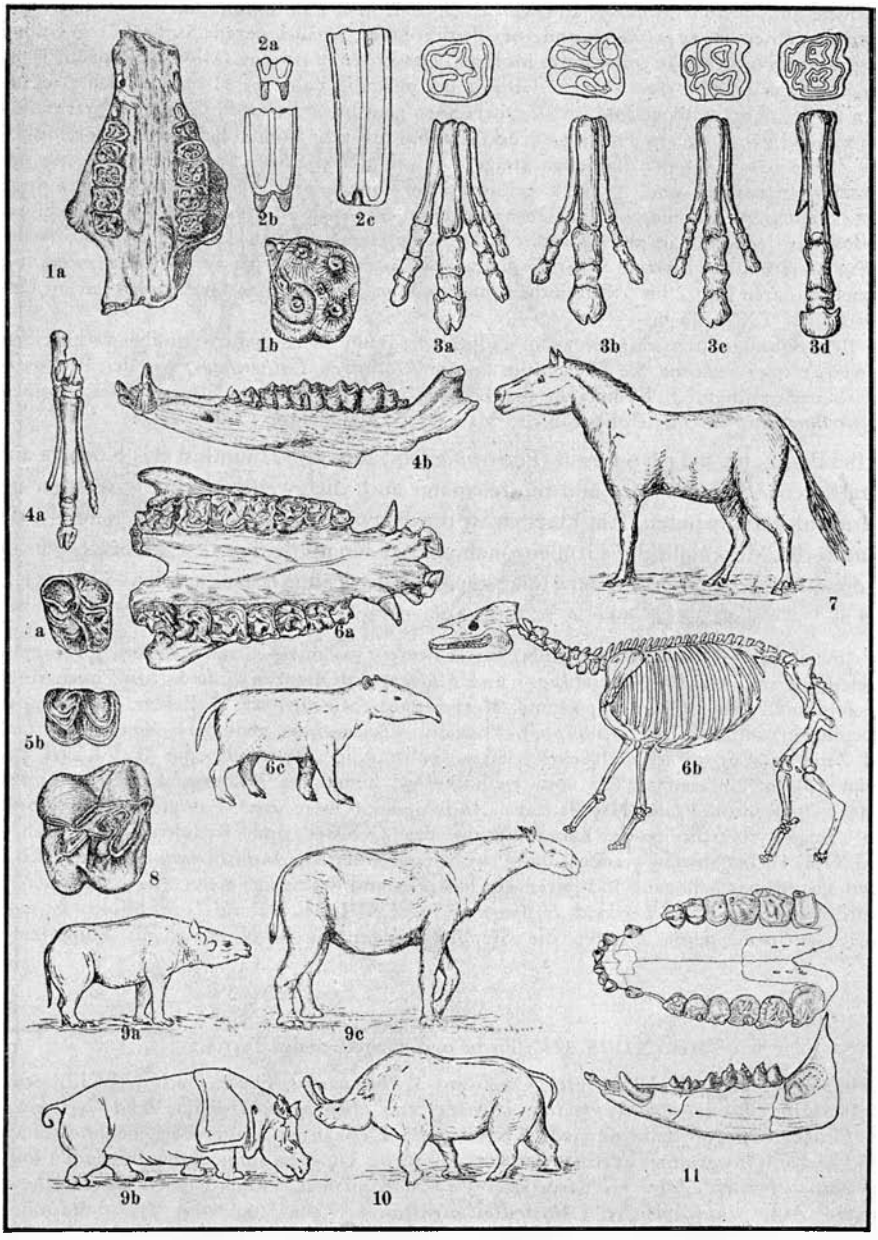
2. Bei den Unpaarhufern *(Perissodactyla)* liegt die Hauptlast des Körpers auf der mittleren Zehe; die erste und fünfte, später auch die zweite und vierte werden reduziert und verschwinden. Am klarsten ist die Entwicklung der Pferde (Equiden), da hier noch die Merkmale der Größenzunahme, der Komplikation der Schmelzfalten in den lophodonten Zähnen und der Höhenzunahme der Zähne hinzukommen (Taf. LXIII, 2 und 3).

In Amerika unterscheidet man: *Eohippus* (Untereozän) mit 4 bzw. 3 Zehen; *Orohippus* (Mitteleozän) mit 4 Zehen; *Mesohippus* und *Miohippus* (Oligozän) mit 3 (bzw. noch einer rückgebildeten) Zehen; *Parahippus* und *Merychippus* (Miozän) mit 3 Zehen; *Protohippus* (Unterpliozän) mit 3 Zehen; *Pliohippus* (Pliozän) — Seitenzehen reduziert; *Equus* (Quartär) mit 1 Zehe. In Europa ist die Reihe weniger vollständig: *Hyracotherium* (Taf. LXIII, 1 a, 1 b und 3 a) im Untereozän hat noch vielhöckerige, bunodonte Zähne und vorn 4, hinten 3 Zehen; *Propalaeotherium* (Mitteleozän), *Anchilophus* (Obereozän), *Paloplotherium* (Obereozän) zeigen fortschreitende Komplikation des Gebisses und Reduktion der Zehen (Taf. LXIII, 4). Im Miozän wandert dann, wohl von Amerika, *Anchitherium* ein (Taf. LXIII, 2 a und 3 b); es hat gebogene Jochfalten der Molaren und dreizehige Extremitäten, bei denen die seitlichen Zehen schwächer sind. *Hipparion* (Taf. LXIII, 2 b, 3 c und 7) im Pliozän ist eine wichtige Leitform, deren Herden die Steppen Südeuropas bevölkerten; die kompliziert

Tafel LXII (S. 574): Fische und Säugetiere des Tertiärs

1. *Amphisyle*, Oligozän; 2. *Meletta*, Oligozän; 3. *Phenacodus*, Eozän, nach JAEKEL, etwa $^1/_{20}$ natürlicher Größe; 4. *Coryphodon*, a Schädel von oben nach MARSH, etwa $^1/_{11}$ natürlicher Größe; b Rekonstruktion nach KNIGHT; 5. Elephanten-Reihe; Backenzähne (links) und Schädel mit Kopfumriß (rechts) der von Eozän bis Quartär aufeinander folgenden Formen, a *Moeritherium*, Zahn $^1/_4$ natürlicher Größe, Kopf $^1/_{65}$ natürlicher Größe, b *Palaeomastodon*, Zahn $^1/_4$, Kopf $^1/_{65}$; c *Mastodon angustidens*, Zahn $^1/_{10}$, Kopf $^1/_{75}$; d *Mastodon longirostris*, Zahn $^1/_{10}$, Kopf $^1/_{75}$; e *Stegodon*, Zahn $^1/_9$, Kopf $^1/_{70}$; f *Elephas*, Zahn $^1/_9$, Kopf $^1/_{70}$; nach HULL; 6. *Dinotherium giganteum*, Pliozän, a Schädel, $^1/_{40}$ natürlicher Größe; b Rekonstruktion des Kopfes nach OSBORN; c Backenzähne, $^1/_{14}$ natürlicher Größe; 7. *Arsinoitherium zitteli*, Schädel, Unteroligozän, etwa $^1/_{30}$ natürlicher Größe; 8. *Halitherium schinzi*, Oligozän, etwa $^1/_{40}$ natürlicher Größe.

Tafel LXIII, Tertiär



Erklärung nebenstehend

gefalteten Schmelzlamellen der Zähne erinnern an *Equus* (Taf. LXIII, 2 c und 3 d), die Zähne sind aber niedriger, die dreizehigen Extremitäten haben schwächere Seitenzehen. Die Form war viel kleiner als das heutige Pferd.

Einen stratigraphisch wichtigen Seitenzweig der Equiden stellt das dreizehige *Palaeotherium* (Mitteleozän bis Unteroligozän) dar; die Molaren haben eine W-förmige Außenwand und zwei schräge Querjoche (Taf. LXIII, 6a bis 6c).

Die Tapire mit vollständigem lophodontem Gebiß, vorn 4, hinten 3 Zehen. haben in dem großen *Lophiodon* (Eozän Europas) einen Vorläufer (Taf. LXIII, 11); die echten Tapire (seit dem Oligozän) werden erst im Jungtertiär häufiger.

Die Titanotherien waren große plumpe Tiere mit Höckern auf dem Schädeldach *(Brontotherium,* Taf. LXIII, 10). Aus dem Eozän und Oligozän Nordamerikas beschrieb OSBORN eine klassische Entwicklungsreihe; sonst nur aus der Gobi bekannt.

Die Chalicotherien mit krallenförmigen Grabklauen der dreizehigen Füße erscheinen im Eozän Europas, Asiens und Nordamerikas; sie sind selten, gehen aber bis in das Pliozän und das Quartär (China, Java, Afrika) hinauf.

Die Rhinocerotен sind anfangs leichte, später plumpe Tiere mit vorn 3 bis 4, hinten 3 Zehen. Im Laufe der Entwicklung verkümmern die Schneide- und Eckzähne; die Molaren und Prämolaren sind lophodont. Die Stammreihe beginnt im Eozän; im Oligozän sind schlanke *(Hyracodon)* und äußerst große Vorläufer *(Baluchitherium)* bekannt (Taf. LXIII 9 c). Im Miozän liefern sie das hornlose *Aceratherium* (Taf. LXIII, 9 a) und *Diceratherium* mit zwei nebeneinander stehenden Höckern auf der Nase. *Teleoceras* (Taf. LXIII, 9 b) und *Brachypotherium* mit einem nasalen und einem rudimentären frontalen Horn, kurzbeinig und *Ceratorhinus (= Dicerorhinus)* mit zwei Hörnern (hintereinander) beginnen im Miozän (Taf. LXIII, 8); letzteres ist im Pliozän häufiger. Die von ihm abstammenden spitzschnauzigen *Diceros* und langschnauzigen *Coelodonta* sind ebenso wie das einhöckerige *Rhinoceros* im Pliozän häufiger.

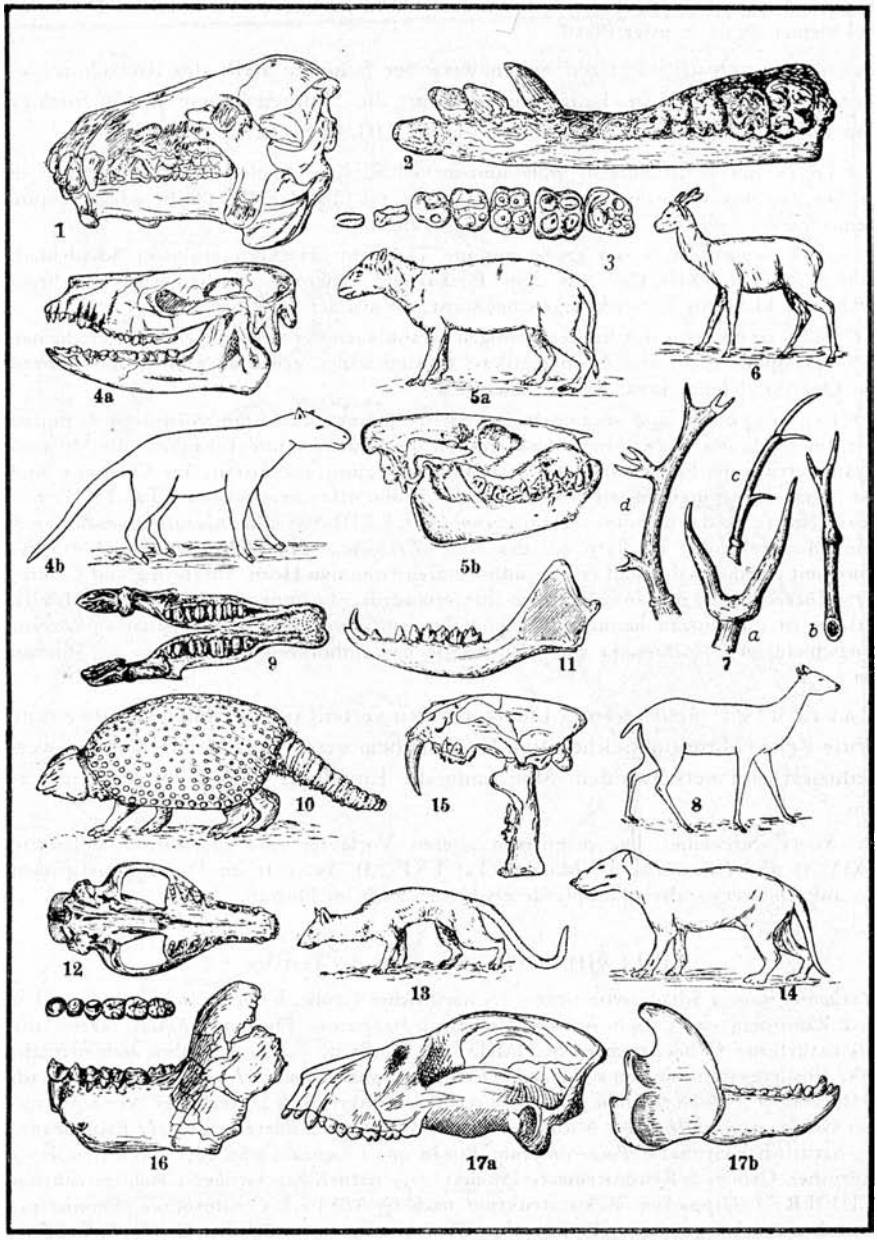
3. Paarhufer *(Artiodactyla).* Die Körperlast verteilt sich bei ihnen auf die zweite und dritte Zehe (Mittelfußknochen zum Kanonenbein verschmolzen); die übrigen werden reduziert und verschwinden. Man kann die Einteilung nach Gebißformen vornehmen.

Bunodont (Schweine). Die primitiven älteren Vorläufer sind *Elotherium* (Oligozän, Taf. LXIV, 1) und *Palaeochoerus* (Miozän, Taf. LXIV, 3). *Sus* tritt im Pliozän mit großen Formen auf. Die verwandten Flußpferde erscheinen auch im Pliozän.

Tafel LXIII (S. 576): Säugetiere des Tertiärs

1. *Hyracotherium,* a Schädel von unten, $^1/_3$ natürlicher Größe, b oberer linker Backenzahn, Eozän; 2. Zahnform von a *Anchitherium,* Miozän; b *Hipparion,* Pliozän; c *Equus,* rezent, alle etwa $^1/_3$ natürlicher Größe, nach H. SCHMIDT; 3. Kaufläche der Backenzähne (schematisch) und linke Vorderextremität von a *Hyracotherium,* b *Anchitherium,* c *Hipparion,* d *Equus,* nach H. SCHMIDT; 4. *Paloplotherium,* Eozän, a rechter Hinterfuß, b Unterkiefer, etwa $^1/_3$ natürlicher Größe; 5. *Anchitherium,* Miozän, a oberer Backenzahn, b letzter unterer Backenzahn, etwa $^1/_2$ natürlicher Größe; 6. *Palaeotherium,* Eozän und Oligozän, a Schädel von unten, etwa $^1/_4$ natürlicher Größe; b Rekonstruiertes Skelett, $^1/_{42}$ natürlicher Größe; c Rekonstruktion nach CUVIER; 7. *Hipparion,* Rekonstruktion nach O. ABEL; 8. *Ceratorhinus (Rhinoceros) schleiermacheri,* vorletzter oberer Backenzahn, Obermiozän, $^1/_4$ natürlicher Größe; 9. Größenverhältnis von a *Aceratherium,* Oligozän-Pliozän, b *Teleoceras,* Miozän, c *Baluchitherium,* Oligo-Miozän nach OSBORN; alle etwa $^1/_{180}$ natürlicher Größe; 10. *Brontotherium,* Oligozän, etwa $^1/_{110}$ natürlicher Größe, nach OSBORN; 11. *Lophiodon,* Schädel von unten und Unterkiefer, Eozän, $^1/_7$ natürlicher Größe.

Tafel LXIV, Tertiär



Erklärung nebenstehend

Buno-Selenodont. Die Molaren haben Übergangsform (halbmondförmige Höcker). Die Gruppe beginnt schon im Alttertiär; wichtig sind: *Anthracotherium* (im Oligozän leitend), schweinsähnlich, mit 4 Zehen, von denen die beiden seitlichen verkürzt sind (Taf. LXIV, 2); *Anoplotheriidae (Anoplotherium, Diplobune)*, „Ohnewaffentiere" mit langem Schwanz und vorn mit 2 bis 4, hinten 2 bis 3 Zehen (Obereozän-Unteroligozän); die Anoplotherien sollen in Herden gelebt haben (Taf. LXIV, 4).

Selenodont. Seit dem Eozän; folgende Gruppen sind wichtig:

a) *Oreodon*, schafähnlich, mit vollständigem Gebiß, ist im amerikanischen Oligozän sehr häufig (Taf. LXIV, 5). Im Oligozän Nordamerikas erscheinen auch Vorläufer des Lamas und der Kamele.

b) *Xiphodon* — schlanke, zweizehige Formen von Hirschtypus, im Obereozän-Unteroligozän ziemlich häufig (Taf. LXIV, 8).

c) *Tragulinae* — Zwerghirsche von höchstens Rehgröße ohne Geweih sind im Oligozän häufiger, später selten. Die wohl von ihnen abstammenden Hirsche (Taf. LXIV, 7) beginnen im Oligozän *(Amphitragulus)*; im Miozän sind geweihlose *(Palaeomeryx)* und geweihtragende Formen (*Dicrocerus*, Taf. LXIV, 6, 7 a und b) häufiger. Sie zeigen eine schöne Entwicklungsreihe vom Spießer bis zum Sechsender *(Euprox)*. Auch die Cavicornier dürften hier anzuschließen sein, von denen aber nur Antilopen *(Tragocerus)* im Pliozän häufiger werden. Die Rinder (Bovinen) sind erst im Quartär bedeutsam.

Die Giraffen der Alten Welt waren im oberen Jungtertiär im Mittelmeergebiet und Nordindien häufig und durch große Formen vertreten: *Helladotherium, Samotherium* (dem lebenden Okapi nahestehend) aus Südeuropa (Pikermi) und *Sivatherium* aus Indien.

Die Nageltiere oder Raubtiere (Carnivoren) sind eine persistente Gruppe, welche wohl schon in der Kreide aus Insektenfressern hervorgeht und im Alttertiär durch die primitiven Creodontier vertreten wird, mit einem noch vollständigen Gebiß und kleinem Gehirn. Drei Gruppen sind zu unterscheiden:

1. Die *Acreodi* haben das am wenigsten differenzierte Gebiß, bunodonte Backenzähne, die noch keine „Brechschere" bilden. *Arctocyon* (Paläozän).

2. Die *Pseudocreodi* haben schon eine „Brechschere". *Proviverra* (Eozän); *Hyaenodon*, Obereozän-Mitteloligozän (Taf. LXIV, 12 und 14).

Tafel LXIV (S. 578): Säugetiere des Tertiärs

1. *Elotherium*, Oligo-Miozän, $^1/_{14}$ natürlicher Größe; 2. *Anthracotherium*, Oligo-Miozän, $^1/_7$ natürlicher Größe; 3. *Palaeochoerus*, obere Backenzähne, Miozän, $^1/_2$ natürlicher Größe; 4. *Anoplotherium*, Eozän, a Schädel, $^1/_9$ natürlicher Größe; b Umriß nach CUVIER; 5. *Oreodon*, Oligozän, a Rekonstruktion nach KNIGHT, b Schädel, etwa $^1/_6$ natürlicher Größe; 6. *Dicrocerus*, Miozän, Rekonstruktion nach FRAAS; 7. Cerviden-Geweihe nach KAYSER, a *Dicrocerus furcatus*, Miozän, b *Dicrocerus anoceros*, Unterpliozän, c *Cervus matheroni*, Pliozän; d *Cervus martialis*, Pliozän; 8. *Xiphodon*, Obereozän, Umriß nach CUVIER; 9. *Megatherium*, Unterkiefer, Pliozän-Quartär, $^1/_{18}$ natürlicher Größe; 10. *Glyptodon (Glyptotherium)*, Pliozän-Quartär, Rekonstruktion nach OSBORN, etwa $^1/_{50}$ natürlicher Größe; 11. *Didelphys*, Unterkiefer, Oligozän, $^9/_{10}$ natürlicher Größe; 12. *Proviverra cayluxi*, Schädel von unten, Eozän, $^1/_3$ natürlicher Größe; 13. *Cynodictis*, Rekonstruktion nach HORSFALL & SCOTT, Oligozän, etwa Fuchsgröße; 14. *Hyaenodon*, Oligozän, Rekonstruktion nach KNIGHT, etwa $^1/_{36}$ natürlicher Größe; 15. *Machaerodus*, Mio-Pliozän, Schädel mit Unterkiefer in Sperrstellung, nach MATTHEW; 16. *Propliopithecus*, Unterkiefer und Zähne von oben, Oligozän, $^5/_8$ natürlicher Größe; 17. a und b *Adapis*, Eozän, Schädel und Unterkiefer von der Seite, etwa $^1/_2$ natürlicher Größe.

3. Die *Eucreodi* mit normaler Brechschere (aus P^4 und M_1) *(Viverravus* Europa, *Miacis* Amerika) liefern die Stammformen der Hunde, vielleicht auch der Pinnipedier (Robben, Walrosse), die aber selten sind (ab Miozän). Die Eucreodi werden bereits den Fissipediern zugezählt (Miacoidea).

Die echten Fissipedier (Raubtiere) beginnen im Obereozän; unter den *Arctoidea (Canoidea)* seien *Cynodon* und *Cynodictis* genannt (Taf. LXIV, 13); im Jungtertiär ist *Amphicyon* häufiger. Die Gattung *Canis* erscheint frühestens im Pliozän, die Bären haben im altpliozänen *Hyaenarctos* eine gemeinsame Stammform. Die *Aeluroidea (Feloidea)* mit besonders differenziertem Gebiß zweigen wohl auch schon im Eozän ab: *Viverra* und *Hyaena* sind seit dem Unterpliozän bekannt. Bei den Feliden erscheinen die Machairodontiden (mit gewaltig entwickeltem oberem Eckzahn) im Obermiozän und sterben im Quartär aus (Taf. LXIV, 15); die *Felinae* (echte Katzen) werden erst im Pliozän häufiger und größer.

Die Cetaceen (Wale) beginnen im Eozän Ägyptens mit den Archaeoceten, welche von *Creodonten* abgeleitet werden. Ihre Stammesgeschichte ist gut zu verfolgen: *Protocetus*-Mitteleozän, *Zeuglodon*-Obereozän, *Squalodon* (Oligo-Miozän). Die Bartenwale sind schon aus dem Miozän bekannt.

Die Primaten liefern im Eozän primitive Halbaffen: *Plesiadapis* (Untereozän), *Adapis* (Obereozän) und *Necrolemur* (Eozän) sind auch in Europa bekannt (Taf. LXIV, 17). Von höheren Affen erscheinen die breitnasigen Platyrhinen im südamerikanischen Miozän, die schmalnasigen Catarhinen im altweltlichen Oligozän (Taf. LXIV, 16); der ägyptische oligozäne *Propliopithecus* führt über *Pliopithecus* zum Gibbon. Im Pliozän sei der hochbeinige *Dryopithecus* genannt. Im jüngsten Tertiär erscheinen in Südafrika die Australopithecinen mit eigentümlichen Kombinationen äffischer und menschlicher Merkmale (vgl. bei Quartär).

Von anderen Säugetieren treten neben den Insectivoren auch Nagetiere und Fledermäuse schon im Alttertiär auf. Auch die eigenartigen Edentaten mit wenigen hohen Zähnen gehen schon auf das Alttertiär Südamerikas zurück, erreichen aber erst im Pliozän und Altquartär gewaltige Größe und Verbreitung; *Megatherium* (das Riesenfaultier, Taf. LXIV, 9) und das gepanzerte Gürteltier, *Glyptodon* (Taf. LXIV, 10) mit bestachelter Schwanzkeule. Im Pliozän wanderten sie auch nach Nordamerika ein und sind noch heute in Mexiko vertreten.

2. Regionale Verteilung des Tertiärs

A. Außeralpines Europa

Die Gruppierung im Alttertiär erinnert noch an das Mesozoikum (Abb. 181). Ein nördliches Hochgebiet wird durch die Nordsee in einen britischen, westlichen und fennosarmatischen, östlichen Block gegliedert. Zwischen ihm und einer südlichen, von der Bretagne bis Podolien reichenden Schwelle mit lückenhafter limnisch-terrestrischer Sedimentation liegt eine Niederung, welche vom Kanal über Norddeutschland bis zum Kaspi reicht und gelegentlich (Oligozän) vom Meere bedeckt wurde. Sie zerfällt in ein westliches Becken – die erweiterte Nordsee (mit den Sonderbecken von Paris, Hampshire, London, Flandern, Norddeutschland–Dänemark) und in das östliche pontokas-

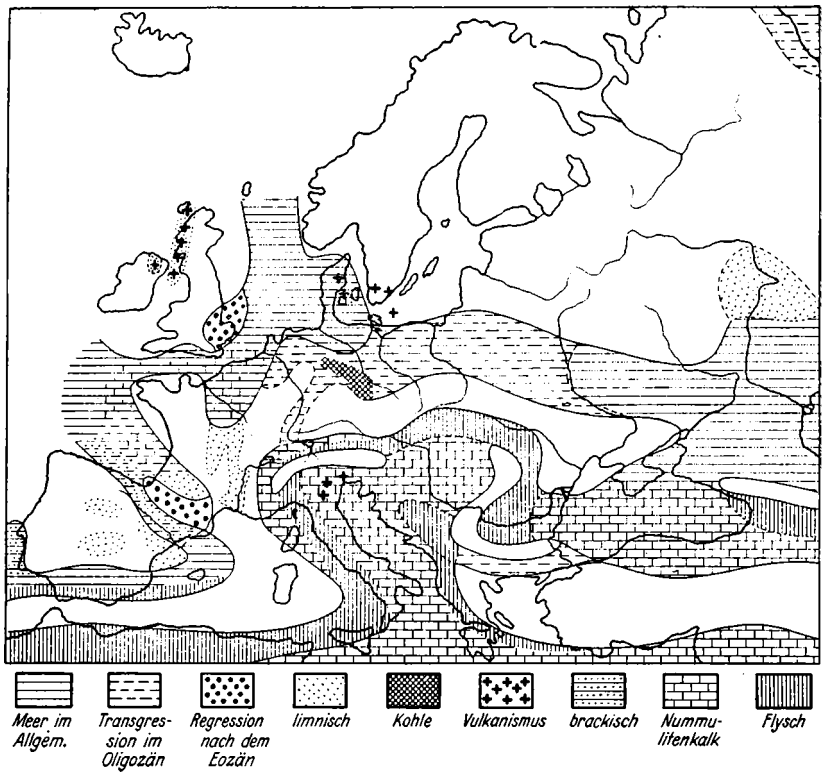


Abb. 181. Meeresverteilung im Alttertiär (Paläogen) Europas.

pische Becken. Das erste hat im Neogen arktische, das zweite mediterrane Beziehungen. Zwischen beiden liegt eine oft vermoorte Niederung in Ostdeutschland und Polen. Südlich von der mitteleuropäischen Schwelle besteht im Alttertiär noch die Tethys. Dann steigen die alpidischen Gebirge aus ihr empor und gliedern sich in eine nördliche Vorsenke, welche im Miozän verlandet und in ein südliches Bruchgebiet, welches im wesentlichen dem heutigen Mittelmeer entspricht (Abb. 182).

a) Das nordeuropäische Festland

Von tertiären Gesteinen finden sich hier fast nur Vulkanite. Diese haben ihr bedeutendstes Zentrum in den inneren Hebriden (Skye, Rum), den Inseln der schottischen Westküste (Mull-Arran) und in Nordostirland (Antrim). Die Eruptionen zeigen eine Phase regionaler Basaltergüsse (Plateaubasalte), eine spätere Phase lokalisierter Tiefenintrusionen (von Peridotit bis Granit) und eine dritte Phase kleiner Intrusionen (mit Quarzporphyren, basischen und ultrabasischen Gesteinen), wozu auch zahllose NW bis NNW streichende doleritische Gänge gehören, welche weit nach Nordengland aus-

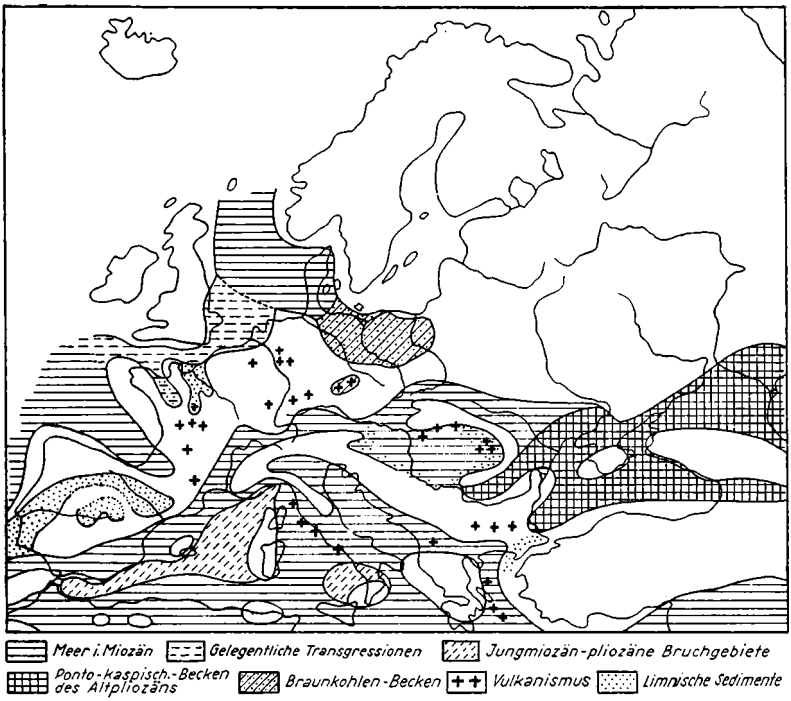


Abb. 182. Meeresverteilung im Jungtertiär (Neogen) Europas.

strahlen. Die Ergußgesteine liegen auf Kreide und enthalten Einschaltungen mit eozäner Flora. Die obere Altersgrenze steht nicht fest. Alttertiäre Basaltgänge sind auch in Schonen bekannt und setzen vermutlich in das westliche Ostseegebiet fort; Basalttuffe diese Alters treten im Untereozän Dänemarks und Norddeutschlands auf. Einen Hinweis auf die Verhältnisse weiter im Osten liefert der Bernstein im südbaltischen Unteroligozän; das Harz stammt aus Koniferenwäldern, welche im Alttertiär Südskandinavien bedeckten.

b) Die mitteleuropäische Furche

Die im Tertiär nach Süden und Südosten erweiterte Nordsee besteht aus einem Gürtel flacher Becken in Südostengland, Nordfrankreich, Dänemark und Norddeutschland, deren Grenzen sich dauernd verlagern. Die westliche und östliche Gruppe haben verschiedene Fazies.

Die **westliche Gruppe** oder das Anglo-Pariser Becken umfaßt im Alttertiär auch Belgien (Abb. 183). Eine NW streichende Aufwölbung in Südostengland (Wealden-Achse) trennt das kleinere Londoner Becken vom Hauptbecken Hampshire–Belgien–Paris. Das erste verlandet im Obereozän, während das Hauptbecken bis ins Ober-

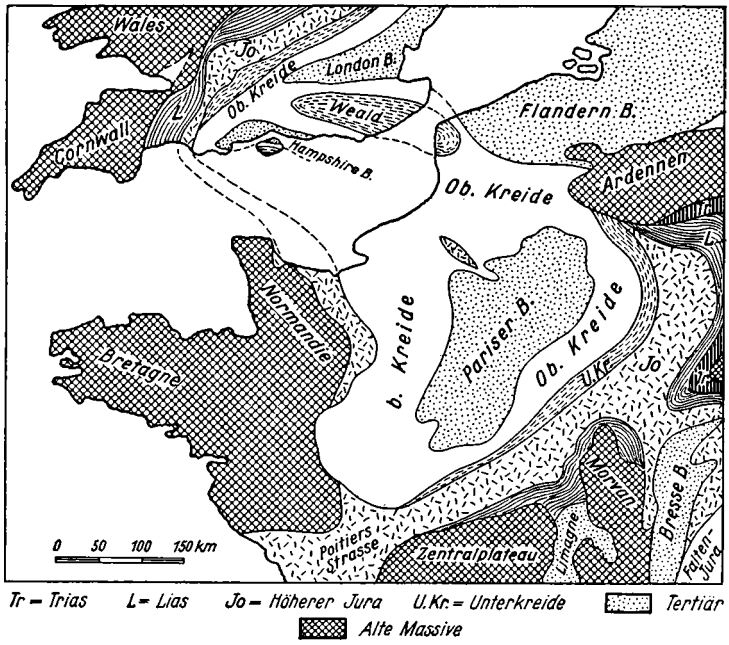


Abb. 183. Schematisches Kärtchen der westlichen Beckengruppe (London, Hampshire, Flandern, Paris).

oligozän besteht, später aber keine zusammenhängende Einheit mehr bildet. Kennzeichnend für die klassische Folge des Alttertiärs ist der mehrfache Wechsel mariner Tone, Grobkalke, Kalksande und Sande mit brackischen Schichten und Süßwasserkalken, die meistens sehr fossilreich sind. Die Grenzen des Beckens stoßen südwärts bis zum Zen-

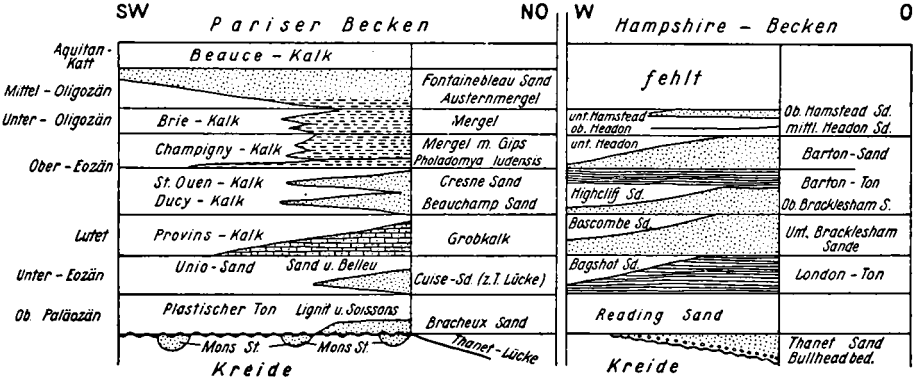


Abb. 184. Vergleichendes Profil des Alttertiärs im Pariser und Hampshire-Becken. Nach P. LEMOINE & L. D. STAMP. Weiß — limnisch, mit Signatur — marin.

tralplateau vor, wobei gelegentlich die limnische Fazies weiter verbreitet ist als die marine. Die im Eozän erfolgte Einwanderung der Nummuliten zeugt für gelegentliche Verbindung mit dem Südmeer über die Enge von Poitiers oder den Ärmelkanal. Die Nummuliten fehlen dem Ostbecken, wo auch die Kalkarmut für kälteres Wasser (nördliche Strömungen) spricht. Über die Schichtenfolge unterrichtet die Tabelle XIII und Abb. 184.

Das untere Paläozän oder die Mons-Stufe ist nur lokal in Belgien und Nordfrankreich als älterer Lithothamnienkalk (Pisolithkalk) bzw. weißer Mergel und jüngerer Süßwasserkalk mit *Physa* entwickelt. Faunistisch zeigt es Übergänge zum Danien. Die (mittlere) Thanet-Stufe entspricht einer Erweiterung des Meeres und beginnt im Londoner Becken mit Konglomeraten; nur bei Hampshire wiegen ästuarine Schichten vor. Sonst sind Grünsande und Tone bezeichnend *(Cyprina)*. Im oberen Paläozän (Sparnacien) erfolgt eine Erweiterung, zugleich aber eine weitgehende Aussüßung des Beckens. In England ist die Fazies fluviatil-ästuarin, in Frankreich und Belgien herrschen plastische Tone mit Braunkohle (Soissons) und nur im obersten Teil erscheinen marine Sande mit Austern (Sinceny).

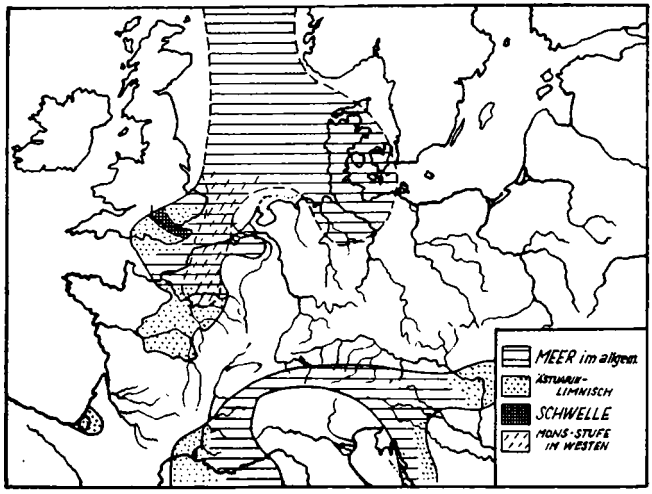


Abb. 185. Das Paläozän Mitteleuropas.

Eozän. Hier beginnt eine Transgression, welche im Nordteil des Beckens zur Bildung des bezeichnenden London- oder Ypern-Tones führt, in dessen sandiger Randfazies in Nordfrankreich und Belgien die ersten Nummuliten *(Nummulites planulatus)* erscheinen. Am Ende des Untereozäns ist eine Regression bemerkbar (z. B. Tone von Laon mit Pflanzen und Säugetieren), die aber bald dem bedeutenden Meereseinbruch des Lutet weicht, welcher insbesondere bei Paris eine fossilreiche, bunt gegliederte Folge von Grobkalken und Kalksanden hinterließ, die als Werkkalke bedeutsam sind. Im obersten Lutet beginnt eine Regression und besonders im Pariser Becken besteht das Obereozän aus einem mehrfachen Wechsel von brackischen Schichten und Süßwasserkalken, welche mit der Bildung der Gipse von Montmartre mit der berühmten, von CUVIER beschriebenen Säugerfauna (s. Tabelle) abschließen. In Belgien und bei Hampshire reichen dagegen die Nummuliten bis in das Barton, die marinen Sande bis in die Ludische Stufe hinauf.

Stufe	Pariser Becken		Belgien	Hampshire-Becken	London-Becken
Kattische Stufe	Süßwasser-Kalk von Etampes *Helix ramondi, Planorbis cornu*		Lückenhaft b. Lüttich	fehlt	fehlt
	Brackische Sande v. Ormoy	*Potamides lamarcki*	marine Sande		
Rupel-Stufe	Sand von Fontainebleau Austernmergel	*Axinea obovata* *Pitaria incrassata* *Ostrea, Corbula*	Sand mit *Ax. ob.* Ton mit *Leda deshayesi*	Ob.-Hamstead Schichten mar. m. *Ostrea* brackisch mit *Potam. lam.*	fehlt
Tongrische Stufe	Süßwasser-Kalk von Brie Gipsmergel Brack. Mergel	*Cyrena convexa* *Nystia duchasteli* *Sphaeroma margarum*	Glaukonitsand mit Fauna von Lattorf	U.Hamstead-Schichten Bembridge-Schichten Osborne-Schichten Süßw.-Kalk	fehlt
Ludische Stufe	Gips von Montmartre mit Säugern	*Pholadomya ludensis*	Aschien-Ton *Pecten corneus*	Fluviatil (Headon-Hill) Sand m. *Chama*	fehlt
Barton	Oberer Süßwasser-Kalk Brackische Sande Süßwasser-Kalk von St. Quentin	*Natica, Cyrena* *Lymnaea longiscata*	Sande mit *Numm. orbignyi*	Tone mit *Numm. prestwichi* (Barton-Ton)	fehlt
Auversien	Brackische Mergel u. Sande Sand	*Cerithium mutab.* *Planorbis similis* *Numm. variolarius*	Kalksand mit *Numm. variolarius*	Ob. Brackles-ham-Sande m. Nummuliten und Cerithien	Ob. Bagshot-Sande mit Geröllen
Lutet	Süßwasser-Kalk Kalksand	*Planorbis pseudamm.* *Potamides lapid.*		Untere Brackles-ham-Sande mit *Numm. laevigatus* und *Cerith. giganteum*	Untere Bagshot beds mit *Numm. laevigatus*
	Mergel, brackisch Grobkalk	*Orbitol. complanatus, Miliola*			
	Grobkalk Konglomerat Kalk Kalk Kalksand	*Cerith. giganteum* *Ditrupa strangul.* *Numm. laevigatus* *Maretia omaliousi*	Sand mit *Numm. laevigatus*		
London-Stufe	Herouval-Sand Cuise-Sand Pierrefonds-Sand Aizy-Sand	Tone von Laon *Cyrena gravesi* *Numm. planulatus* *Ostrea rarilamella*	Paniselien-Sand *Numm. planul.* Ypern-Ton *Xanthopsis leachi*	Ton m. Braunkohle London-Ton *Phol. margarit.* Sande mit *Ditrupa plana*	London-Ton m. *Nautilus, Natica hantoniensis, Cypr. planata*
Sparnacien	Sande von Sinceny, *Ostrea bellovacina, Cerith. variabile,* Lignite von Soissons Plastische Tone mit Braunkohle. Konglomerat von Meudon		wie Nord-frankreich	Fluviatil-ästuarin wie Londoner Becken	Fluviatile Sande und ästuarine Tone
Thanet	Süßwasser-Kalk von Rilly Sande u. Mergel von Bracheux	*Cyprina lunulata* *Cypr. scutellaria* *Pholadomya koninckii* *Cyprina morrisi*	wie in Frankreich	Ästuarin — sandig	Grünsand und Tone mit *Cypr. scutell.* *Cypr. morrisi* Feuerstein-Konglomerat
Mons-Stufe	Süßwasser-Kalk Pisolithkalk	*Physa montensis* *Turrit. montensis*	wie in Frankreich	fehlt	fehlt

Paris – Londoner Becken

Im Oligozän zeigt Belgien eine Fazies und Fauna, welche viel enger an das Ostbecken anschließt; die marine Transgression reicht für kurze Zeit bis ins Hampshire-Becken hinein, während das Londoner Becken nun trocken liegt. Im Pariser Becken sind Unter- und Oberoligozän brackisch oder limnisch, mit Süßwasserkalken, die eine bezeichnende Schneckenfauna führen. Im Mitteloligozän bringt eine kurze Transgression Sande mit der charakteristischen östlichen Fauna (Fontainebleau) in dieses Gebiet hinein.

Das Miozän Flanderns gehört eher zum Ostbecken (s. unten). Im Pariser Becken wandert die Tiefenachse der Sedimentationszone nach Westen. Die aquitanische Stufe an der Loire ist durch sandige Tone (Molasse von Gâtinais), oder durch den oberen Beauce-Kalk *(Helix aureliana, Lymnaea pachygaster)* vertreten. Die Burdigal-Stufe besteht aus Kalken mit *Brochia escheri* und aus den Sanden von Orléans mit reicher Säugerfauna. Höher liegen fluviatile Sande (Sologne), die westwärts in die marinen Sande (Faluns) der Touraine übergehen. Diese und die etwas jüngeren Faluns von Anjou gehören einem Meeresarm an, der aus der Gegend des Ärmelkanals gegen die Loire vorstieß und die Bretagne als Insel abtrennte. Die Sologne-Sande und Faluns der Touraine werden als Helvet und Torton angesehen, die Faluns von Anjou (Rédonien) sind vielleicht schon Pliozän. Damit schließt die Folge ab.

Das Ostbecken[1]). Das Paläozän ist von den Dänischen Inseln, aus Holstein und Lüneburg bekannt; über Mecklenburg reichte die Transgression wohl bis Polen (Abb. 185). Das Paläozän liegt diskordant auf Kreide und beginnt oft mit Konglomeraten mit gut abgerollten Feuersteinen (Wall- oder Puddingsteine). Breccien mit Echinodermen und *Sphenotrochus latus* sind für die Basis kennzeichnend. Darüber liegt in Dänemark der glaukonitische Kopenhagener Sand *(Turritella nana, Bulla clausa, Lima, Arca)* und höher der Kerteminde-Mergel mit Schwammnadeln, Foraminiferen und Diatomeen. In der Randfazies in Schleswig-Holstein sind Kalksandsteine (aschgraues Gestein) bezeichnend, während im Inneren des norddeutschen Beckens schwarze und darüber graue Tone herrschen. Das Meer war in Nordwestdeutschland flach.

Eine paläozäne Landfauna mit *Plesiadapis, Arctocyon* und anderen hat WEIGELT 1940 aus Spaltenfüllungen im Muschelkalk von Walbeck beschrieben. Der Hauptteil dieser Folge gehört dem Mittelpaläozän (Thanet) an.

Das Untereozän beginnt in Dänemark mit der Molerformation, die sich aus dünnen Lagen von Diatomeenerde, vulkanischen Aschen und Zementstein (vulkanische Asche mit Kalkzement) zusammensetzt; höher liegen plastische, meist rote Tone mit Toneisensteinen. Die Folge reicht im Westen bis Holland, im Süden bis Nordhannover, im Osten bis zur Odermündung. Auf die Beziehungen zum Vulkanismus in der südlichen Ostsee wurde oben hingewiesen. An Fossilien treten vor allem Krebse *(Xanthopsis leachi)*, Insekten, Koniferenreste auf. Von Mollusken ist *Fusus trilineatus* häufiger; vielleicht gehören hierzu die nur als Geschiebe bekannten Sandsteine mit *Turritella* und *Corbula lamarcki*. Im Untereozän Nordwestdeutschlands unterscheiden HEISE, STAESCHE und BETTENSTAEDT (1937 und 1949) auf Grund der Mikrofossilien drei Stufen, von denen die untere durch Diatomeen (Tuffite), die zweite durch agglutinierende Foraminiferen, die dritte durch kalk- und sandschaliges Benthos gekennzeichnet ist. Die untere Stufe hat die größte Ausdehnung. Die vierte Stufe mit kieselschaligen Organismen (Radiolarien) wird mit dem Lutet (Mitteleozän) parallelisiert und soll ein wärmeres Klima anzeigen.

---

[1]) Eine moderne Analyse des Nordwestdeutschen Alttertiärs hat auf der Grundlage zahlreicher Bohrungen 1949 BETTENSTAEDT gegeben.

Das Mitteleozän entspricht einer bedeutenden Regression; marine Schichten sind noch aus Westjütland bekannt (plastische Tone mit *Avicula limaeformis).* Dagegen bestand ein limnisches Becken mit Kohlen im Vorharz (Helmstedt–Merseburg) und im großen sächsisch-hallisch-zeitzer Revier. Dieses subhercynische Becken wurde über einer durch Erosion und Salzeinbrüche (Zechsteinsalze) gegliederten Unterlage gebildet und zerfällt in viele Teilbecken, die aber im allgemeinen SO–NW angeordnet sind und vielleicht im Nordwesten an das Nordseeästuar anschlossen (Abb. 186).

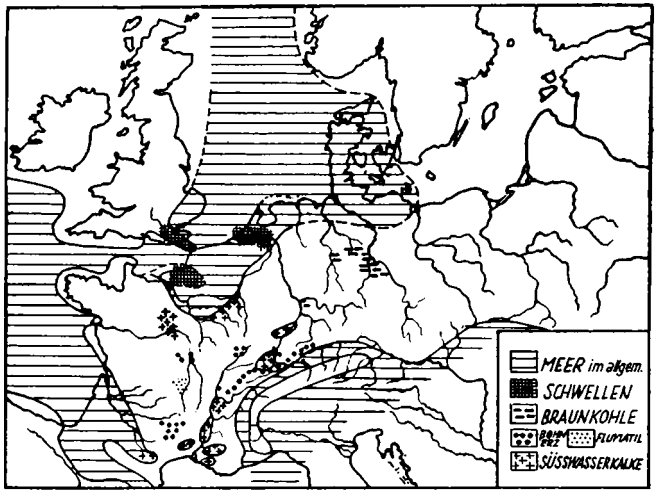


Abb. 186. Das Mitteleozän (Lutet) Mitteleuropas.

Die Schichtfolge (150 bis 200 m) setzt sich aus Tonen, Sanden (Quarziten), Kies und wenigen, aber mächtigen (bis 30 m) Braunkohlen-Flözen zusammen (Gesamtvorrat über 10 Milliarden t). Die reiche Flora und Fauna des Geiseltal-Beckens ermöglichte WEIGELT neben genauer Altersbestimmung (Oberlutet) die Klärung der faziellen Verhältnisse. Die vermoorten Senken waren Wasserstellen mit tropischer Vegetation inmitten einer über ganz Mitteldeutschland verbreiteten Grassteppe. Aus der nach neuen Methoden vorzüglich präparierten Fauna seien große Insekten, Schlangen, Schildkröten, Eidechsen, Krokodile, Vögel, von Säugern vor allem *Lophiodon, Propalaeotherium, Paloplotherium, Dichobune, Cochochoerus, Adapis, Necrolemur* genannt.

Vom Obereozän ist im Mündungsgebiet der Elbe und Weser eine sandig-tonige Folge bekannt; die Folge, welche noch einen Teil des Lutet umfaßt *(Nummulites laevigatus* bei Bremen), entspricht einer neuen Transgression. Glaukonit, zunehmender Sand- und Kalkgehalt und kalkschaliges Benthos sind bezeichnend. Die früher ins Unteroligozän gestellte *Camerina (Nummulites) germanica* scheint diesen Schichten anzugehören. Im südlichen Ostseegebiet können die grauen Letten unter der Bernsteinerde dazu gehören. Damit bahnen sich die Verhältnisse des Unteroligozäns an.

Das Unteroligozän (Lattorf-Stufe) entspricht einer (der letzten!) großen Transgression, die von der Nordsee nach Südosten bis Südrußland vorstieß (Abb. 187).

Die namengebenden Grünsande von Lattorf (Anhalt) enthalten eine reiche Fauna *(Ostrea ventilabrum, Crassatella, Spondylus, Fusus elongatus, Voluthilites decora, Triton flandricus, Pleurotoma, Conus* und viele andere Muscheln und Schnecken). In dem Beckeninneren in Nordwestdeutschland liegen glaukonitische tonige Feinsande, unter denen die mächtigen „Hamburger Gassande" (Neuengamme) mit gröberen Quarzen durch ihre starke Erdgasführung Berühmtheit erlangten. Im südlichen Ostseegebiet zwischen der Kurischen und Frischen Nehrung tritt bei ähnlicher Fazies und Fauna in einem

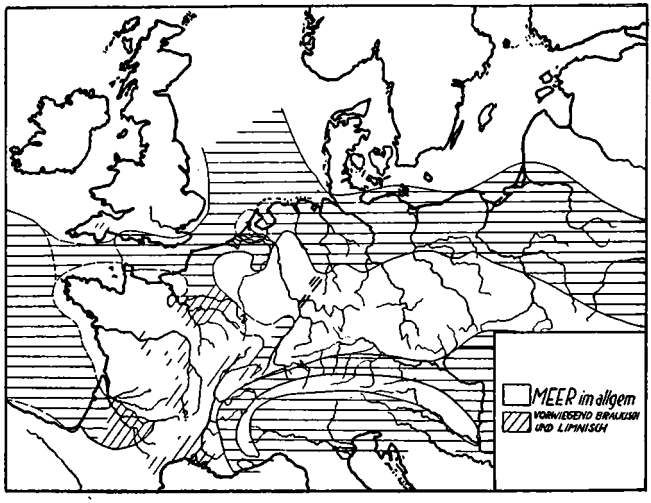


Abb. 187. Das Unteroligozän in Mitteleuropa.

dunkelgrauen Glaukonitsand (blaue Erde) massenhaft Bernstein, oft mit Einschlüssen von Pflanzen, Insekten usw. auf. Das fossile Harz ist als schwer zerstörbarer Rest bei einer Transgression aus den Wäldern der vorhergehenden Zeit aufbereitet worden. Dieses Meer hatte Verbindung nach dem Dnjeprbecken (S. III).

Im Mitteloligozän zieht sich das Meer nach Westen zurück, erweitert sich aber nach Süden (Halle, Leipzig) und stößt vor allem von Kassel bis zum Oberrhein vor.

An der Basis liegen die glaukonitischen Magdeburger Sande mit zahlreichen Schnekken *(Murex deshayesi, Triton flandricus, Fusus elongatus, Pleurotoma selysi, Natica, Aporrhais* und andere), Muscheln *(Glycimeris, Cardium, Isocardia)* und *Terebratula grandis.* Bei Hamburg reichen die Gassande (s. o.) wahrscheinlich noch hier hinauf. Darüber folgt der Septarien- oder Rupelton[1]), ein graublauer kalkhaltiger Ton (bis 170 m) mit Septarien, Gipskristallen (gebildet aus der Verbindung von H_2SO_4 aus zersetztem Markasit mit Kalk) und spärlicher Fauna. Die Leitform ist *Leda deshayesi;* daneben: *Cyprina rotundata, Avicula stampiensis, Nucula chasteli, Fusus multisulcatus, Pleurotoma selysi, Tornatella, Aporrhais* usw.

[1]) Nach der Rupel, einem Nebenfluß der Schelde.

Im Hangenden liegen oft wieder glaukonitische Sande mit Toneisensteinkugeln (Stettiner Sand), ähnlicher Fauna und Treibholz. Am Niederrhein besteht eine Ästuarfazies (Vallendar-Schotter, Ratinger Tonmergel, Tone mit Braunkohle), die nach Norden in Glaukonitsande (Walsumer Sande) übergeht.

Das Oberoligozän-Meer bedeckte Jütland und die norddeutsche Ebene etwa bis zur Oder im Osten; ein Golf stieß im Elbegebiet bis in die Lausitz vor.

Typisch sind die Kasseler Sande vom berühmten Fundort Doberg bei Bünde. Weiter im Osten sind Sande mit fossilreichen Konkretionen bei Sternberg in Mecklenburg (Sternberger Kuchen) bekannt. Aus der reichen Fauna seien genannt: *Echinolampas kleini, Maretia hof-*

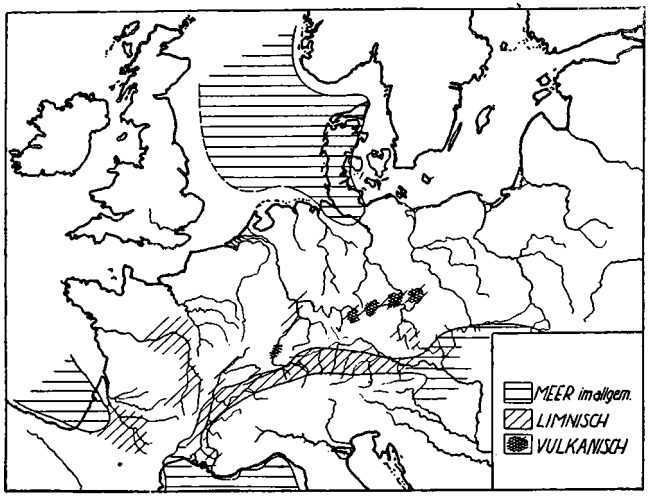


Abb. 188. Das Untermiozän (Aquitan) in Mitteleuropa.

manni, Pleurotoma koeneni und andere, *Triton flandricus, Axinea obovata, Pecten decussatus, Cardium cingulatum, Cyprina rotundata, Terebratula grandis,* Haifischzähne. Am Niederrhein war das Meer nordwärts abgedrängt; im Süden bestand ein flaches Ästuar mit bedeutender Braunkohlenbildung (Ville bei Köln); im Zusammenhang mit verstärkten Bodenbewegungen beginnen hier die vulkanischen Eruptionen (Trachyte, Andesite des Siebengebirges).

Das Jungtertiär der mitteleuropäischen Senke. Die marine Fazies beschränkt sich auf die Umgebung der Nordsee, zu der nun auch Ostengland gehört. Wenn auch einige Meeresvorstöße im Mittelmiozän fast ebensoweit reichten wie das Paläozän, so entspricht das Neogen doch nach BETTENSTAEDT einer zunehmenden, wenn auch oszillierenden Regression des Meeres.

Die Aquitan-Stufe ist in Jütland und an der Elbemündung (Vierländer-Stufe oder Holsteiner Gestein zum Teil) bekannt; es sind tonige Sande mit *Nassa meyni, Fusus pereger* (Abb. 188).

Die Burdigal-Stufe besteht an der Elbemündung aus Sanden mit Braunkohle; dieses Ästuar reichte im Südosten bis in die Prignitz.

Die Helvet-Stufe entspricht einem marinen Vorstoß nach Süden. Bei Hamburg liegen von unten: plastischer Ton, Hemmoorer Sande (Holsteiner Gestein zum Teil), mit reicher mediterran beeinflußter Fauna *(Capulus, Solarium, Natica koeneni, Turritella triplicata, Murex*

inornatus, Triton, Nassa tenuistriata, Fusus, Conus dujardini, Pleurotoma, Nucula hasendoncki), dann Braunkohlensande und die Reinbeker Stufe mit verarmter Fauna *(Fusus abruptus)*. Das Meer transgrediert auch in Belgien mit Grünsanden.

Das Obermiozän (Torton-Sarmat) besteht in Jütland, Mecklenburg und an der Elbemündung aus dunklem Glimmerton mit *Fusus distinctus, Astarte vetula, Isocardia, Cardita* und anderen. Auch diese Stufe umsäumt die südliche Nordsee und ist in Belgien durch Sande mit *Panopaea menardi* und *Pectunculus pilosus* vertreten (Anversien). Im Südosten schließt sich wieder eine vermoorte Niederung an, welche von der Elbe bis zur Weichsel reichte, die Lausitz und die schlesische Ebene umfassend. Hier wurde eine wechselnd mächtige Folge von Tonen und Sanden mit Braunkohlenflözen gebildet (Abb. 189).

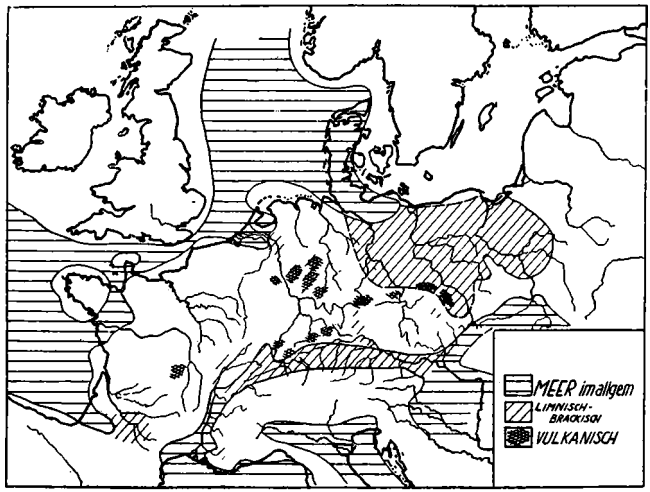


Abb. 189. Das Obermiozän (Torton) in Mitteleuropa.

Man unterscheidet die nördliche märkische Braunkohlenformation mit 3 bis 4 Flözen, Formsanden und schwarzen Tonen und die südliche subsudetische Formation mit zwei Flözen, hellen Quarzsanden und hellen „Flaschentonen". Das Abbauzentrum der letzteren ist Senftenberg (Lausitz) mit 13 bis 22 m mächtigen Flözen.

Im Pliozän liefern nur England und Belgien zusammenhängende marine Profile, wobei das Unterpliozän (Pontische Stufe) meist fehlt.

Einem höheren Horizont des Pliozäns gehören in Belgien Grünsande mit *Terebratula perforata, Isocardia cor* und *Pecten tigerinus* an (Diestien). In England entsprechen dem wohl die Lenham beds von Kent, welche später bis 280 m über NN gehoben wurden. Die jüngeren Schichten liegen sowohl in Belgien als auch in England in der Nähe des heutigen Meeresspiegels. In Südostengland gehören dazu die „crags", tonige Sande, welche diskordant auf Kreide oder Alttertiär liegen. Sie beginnen mit dem „Coralline crag" (Gedgravian), einem gelben Sand mit vielen Brachiopoden *(Terebratula perforata)* und Mollusken *(Mactra triangula* als Leitform, *Cardita senilis, Isocardia cor, Voluta, Pyrula);* diese vermutlich noch mittelpliozäne Folge enthält schon viele lebende Arten; das Klima war noch sehr warm.

Das Oberpliozän (Asti-Stufe) wird in Südostengland durch den Red und Norwich Crag gebildet. Der Red Crag ist ein eisenschüssiger Sand, welcher in drei Etappen in einer nach Norden zurückweichenden Litoralzone gebildet wurde (Abb. 191). Die älteste Abteilung

(Walton crag) hat eine klimatisch gemäßigte Fauna mit 36% ausgestorbener und 20% südlicher Arten. Die Leitformen sind *Chrysodomus contrarius* unten (Scaldisien Belgiens), *Mactra obtruncata* und *Corbula gibba* oben (Poederlien Belgiens). Der jüngere Newbourn Crag hat 32% ausgestorbene und 16% südliche Arten; leitend ist *Mactra constricta*. Der jüngste Butley Crag hat nur 13% ausgestorbene Arten und viele Mollusken, die heute bei Grönland leben; *Cardium groenlandicum* ist leitend. Den beiden höheren Stufen entsprechen in den Niederlanden Ästuarbildungen mit Grünsanden und Schotterlagen (Amstélien), im Rheinischen Gebirge ein Teil der Kieseloolith-Schotter. Höhere Schichten fehlen hier. In England wird häufig der jüngere Norwich Crag noch dem Pliozän zugerechnet (unteres Icenian). Es ist eine Ästuar-Bildung mit *Mactra subtruncata* unten und *Astarte borealis* oben; die übrige Fauna enthält wenige ausgestorbene und sehr viele nordische Arten, außerdem Süßwassermollusken und eingeschwemmte Säuger-Reste. Es dürfte richtiger sein, es mit der kalabrischen (Villafranca) Stufe dem ältesten Pleistozän zuzuweisen.

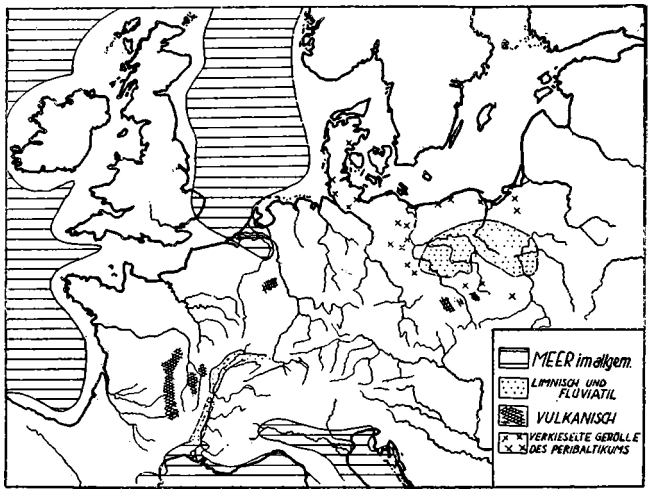


Abb. 190. Das Oberpliozän (Asti-Stufe) in Mitteleuropa.

Das Ostufer der pliozänen Nordsee ist auf der Insel Sylt bekannt. Pontisch (Unterpliozän) sind vielleicht zum Teil die Glimmersande mit *Hipparion*. Dem Mittelpliozän gehören rostbraune Limonitsandsteine mit *Nassa reticosa* an. Höher folgen fluviatile Kaolinsande, in denen verkieselte Silur-Gerölle kennzeichnend sind.

Die Fazies fluviatiler Sande und Schotter mit verkieselten Geröllen ist auch im südlichen Ostseegebiet zwischen Oder und Njemen verbreitet. Sie umrahmt hier ein an der unteren Warthe liegendes Becken, in dessen Kernteil der kalkfreie graubraune Posener Flammenton gebildet wurde. An seiner Basis liegen Braunkohlenflözchen. Die spärlichen Reste von *Viviparus* und *Mastodon* erlauben keine sichere Einordnung (Abb. 190).

Das Alttertiär Osteuropas. Die besprochene alttertiäre Senke reichte über Polen und die Ukraine bis zum mittleren Wolga-Gebiet. Östlich des Urals griff dieses Meer nordwärts bis zum Eismeer über (Abb. 181).

Das Paläozän ist nur im Wolga-Gebiet vollständig. Die untere Syzran-Stufe besteht aus kieseligen Tonen und Sanden, deren Fauna an die Kopenhagener Sande erinnert. Das Hangende (Saratow-Stufe) sind fossilreiche Sande, die oben viel Haifischzähne enthalten. Darüber liegen hier Pflanzenschichten (Kamyschin-Stufe), Kieseltone und Grünsande des höheren Eozän, schließlich unteroligozäne *Meletta*-Schiefer. Weiter im Westen (Dnjepr-Senke) fehlen die tieferen Teile. Hier beginnt die Folge mit den Grünsanden des Mitteleozän (Bučak-Stufe). Die hangende Kiev-Stufe (Obereozän) besteht aus einem blauen Ton oder hellen Mergeln mit *Spondylus, Pecten, Ostrea.* Darüber liegen Glaukonitsande der Charkow-Stufe, deren reiche Fauna eine unmittelbare Verbindung mit dem südbaltischen Unteroligozän erweist. Die hangende Poltawa-Stufe besteht aus Quarzsanden mit Braunkohle. Das Meer zieht sich nach Süden zurück, wo das Jungtertiär schon dem mediterranen Gürtel angehört.

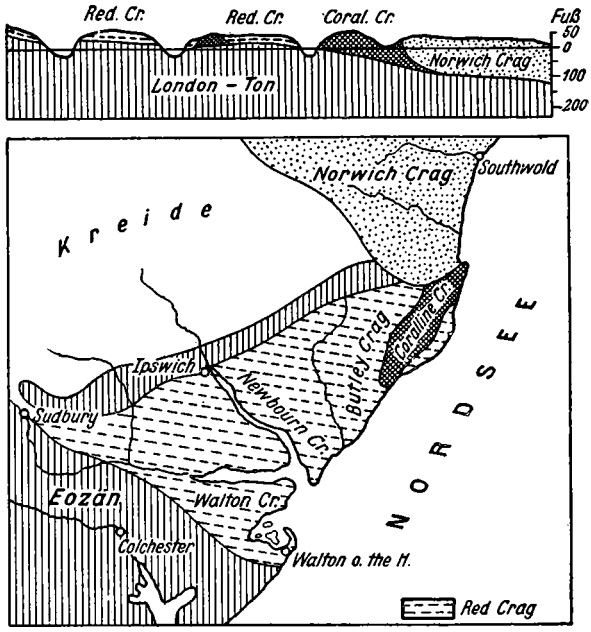


Abb. 191. Profil und Kärtchen des Pliozän-Gebietes in Südostengland. Nach F. W. HARMER.

c) Die mitteleuropäische Schwelle

Zwischen der besprochenen Senke und der Tethys lag ein Schwellengebiet, vom Atlantik bis Polen verfolgbar, auf dem nur spärliche, vorwiegend limnische Sedimente auftreten. Das Paläozän ist selten, eigentlich nur aus dem südlichen Rhônetal und von Walbeck (S. 585) bekannt (Abb. 185). Das weiter verbreitete Eozän zeigt drei Faziestypen, die auch später wiederkehren (Abb. 186):

1. Entkalkte Sande und plastische Tone, die aus der Verwitterung älterer Gesteine stammen und in Senken zusammengeschwemmt wurden; oft führen sie Braunkohle. Diese Fazies,

die wir schon aus dem subherzynischen Becken und vom Rande des Pariser Gebietes kennen lernten, reicht südwärts bis Messel (Darmstadt).

2. Bohnerze (siderolithische Formation). Diese „Karstfazies" ist an die Kreide-Jura-Tafeln am Südrande Mitteleuropas gebunden. Bei der Lösung des Kalkes bleiben als Rückstand rote Tone (Bolus), Brauneisenkörner (Bohnerz) und toniger Quarzsand (Hupper) zurück und werden in Höhlen und Spalten zusammengeschwemmt. Oft enthalten sie Säuger-Reste. In den Kalktafeln der Causses in Südfrankreich sind solche alte Höhlen mit Phosphatstalaktiten ausgekleidet; die rote phosphoritische Erde ist hier ungeheuer reich an Knochen obereozän-unteroligozäner Säuger (Quercy). Bohnerztaschen verschiedenen Alters in Kalken sind in den Westalpen, im Schweizer und Schwäbischen Jura verbreitet.

3. Süßwasserkalke und Mergel, welche in gewisser Beziehung zur Bohnerzfazies stehen: der ausgelaugte Kalk wird in Senken wieder ausgefällt, was durch das warme, semiaride Klima begünstigt wurde. Solche Senken sind im Rhônetal und im Oberrheingebiet (Buxweiler, Kembs) verbreitet, besonders im oberen Mitteleozän, wo *Planorbis pseudammoneus* und *Lymnaea michelini* direkt leitend sind.

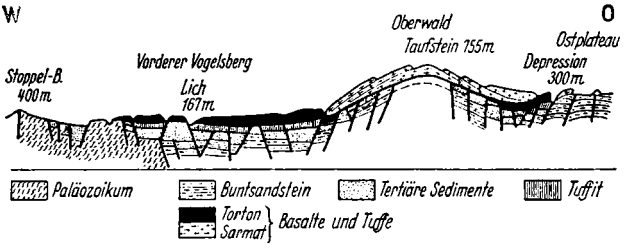


Abb. 192. Der vulkanische Vogelsberg und seine Unterlage. Nach KLÜPPEL, 1930.

Im Oligozän ist das paläogeographische Bild anders (Abb. 187); es entstehen schmale und tiefe, vorwiegend N-S streichende Senken, in denen mächtige Sedimente aufgehäuft werden und in die das Meer gelegentlich eindringt. Genannt seien Limagne, obere Loire, Saône-Rhône-Senke, Oberrhein, Niederhessen und, mit abweichendem Streichen, Niederrhein und Nordböhmen.

In der Limagne beginnt die Folge mit unteroligozänen Arkosen *(Palaeotherium)*, roten Tonen und bituminösen Kalken mit brackischer Fauna. Das Mitteloligozän ist durch brakkische und limnische Kalke vertreten, die nach oben in Blättermergel mit *Cypris faba* übergehen. Das Oberoligozän und Aquitan besteht aus Kalken mit *Helix ramondi* und *Helix arvernensis*. Höheres Tertiär ist nur durch Flußschotter vertreten.

Am Südrande des Zentralplateaus und im Rhônebecken zeigt die gemischte brackisch-limnische Folge nahe Beziehungen zu der Voralpensenke. Im Saône-Becken griff dagegen ein Süßwassersee weit nach Norden ein und stand wohl in Verbindung mit dem Oberrheinbecken. Das Oligozän ist limnisch, recht vollständig und bis 600 m mächtig. Das Miozän ist lückenhaft; im Mittelpliozän entsteht ein See, der bei Lyon in einen schmalen Meeresgolf im Rhônebecken mündete.

Eine ausführliche Besprechung erfordert die große „rheinische" Querfurche in Niederhessen, im Maizer Becken und am Oberrhein.

Die hessische Senke hat das lückenhafteste Profil. Das Unteroligozän ist, soweit vorhanden, limnisch *(Brodia, Hydrobia dubuissoni)*. Das Mitteloligozän greift als Rupelton bis zum

Mainzer Becken vor und geht nach oben in Glaukonitsande (Schleichsande) mit limnischen Lagen oder in obere Melanientone über. Das Oberoligozän beginnt im Norden noch mit dem marinen Kasseler Sand (s. oben), während in der Rhön und Wetterau nun brackische Cyrenenmergel entstehen. Die Sedimentation in limnischer Fazies greift im Oberoligozän auf die Rheinische Masse über; es entstehen die Braunkohlenbecken in Niederhessen, im Westerwald und an anderen Stellen. Zugleich beginnt der Vulkanismus im Bereich der Rheinischen Masse und ihres Ostsaumes mit Trachyten, Andesiten (Siebengebirge) und Phonolithen (Hessen). Das Miozän ist lückenhaft und nur lokal bekannt (Blättersandsteine von Münzenberg, Süßwasserkalke, Schneckenmergel, Braunkohle). Im Obermiozän erreicht der nunmehr vorwiegend basaltische Vulkanismus einen Höhepunkt; hierzu gehören die zahllosen Schlote und Ergüsse der Rhön und der N-S-verlaufenden hessischen Senke, die riesige Vulkanmasse des Vogelsberges (Abb. 192), die basaltischen Lagergänge des Westerwaldes. Dagegen sind die Tuffschlote, Maare und wohlerhaltenen Stratovulkane der Eifel und die Tuffe und Decken des Neuwieder Beckens jünger (Abb. 193); hier dauert der Vulkanismus bis in das Quartär an.

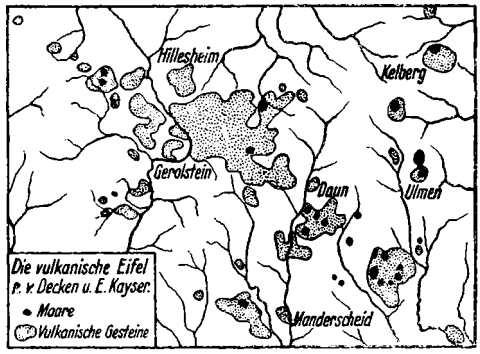


Abb. 193. Die vulkanische Eifel.

Von pliozänen Schichten sind in der hessischen Senke nur Sande mit Congerien bekannt.

Im Mainzer Becken (Abb. 194) beginnt die Folge mit Mitteloligozän (100 bis 150 m); an der Basis liegt der fossilreiche Alzeyer Meeressand *(Rissoa, Natica crassatina, Cerithium, Triton flandricus, Murex, Cassis, Panopaea heberti, Ostrea callifera, Pitaria incrassata, Isocardia, Cyprina rotundata, Axinea obovata, Perna sandbergeri, Perna soldani, Terebratula grandis, Halitherium).* Der Rupelton, welcher das Hangende, aber im Beckeninneren auch die fazielle Vertretung der Alzeyer Sande darstellt, enthält unten viele Foraminiferen, höher vor allem *Leda deshayesi* und Fische *(Meletta, Amphisyle);* die oberen Tonlagen gehen in die oberen Meeressande (Schleichsande) mit ähnlicher Fauna, aber stärkerem brackischem Einschlag über.

Das Oberoligozän beginnt mit dem 60 m mächtigen brackischen Cyrenenmergel *(Cyrena convexa, Hydrobia dubuissoni, Potamides plicatus, Cerithium margaritaceum,* ferner *Anthracotherium* und *Rhinoceros minutum*). Dann zerfällt das Becken in einzelne Süßwasserseen (Hochheimer Landschneckenkalk mit *Plebecula ramondi,* brackische Schichten mit *Hydrobia* und *Terebralia rahti, Planorbis*-Mergel usw.).

Im Miozän erlebt das Mainzer Becken eine erneute Meeresingression. Das Aquitan zeigt eine Dreigliederung:

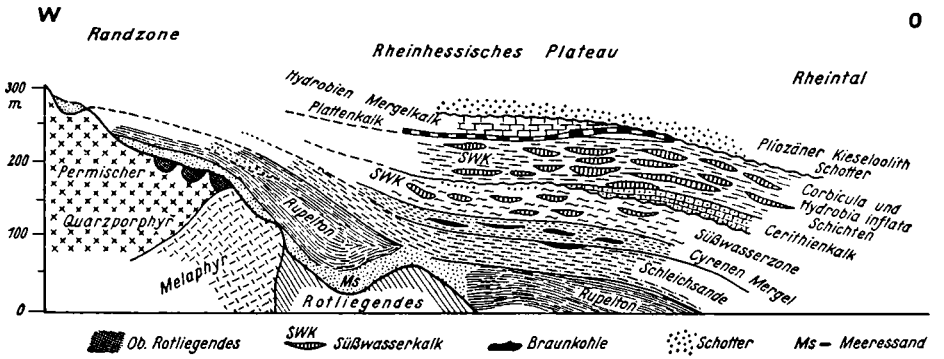


Abb. 194. Sammelprofil durch das Mainzer Becken. Unterzeichnet nach W. WAGNER unter Ausschaltung der jüngeren Störungen.

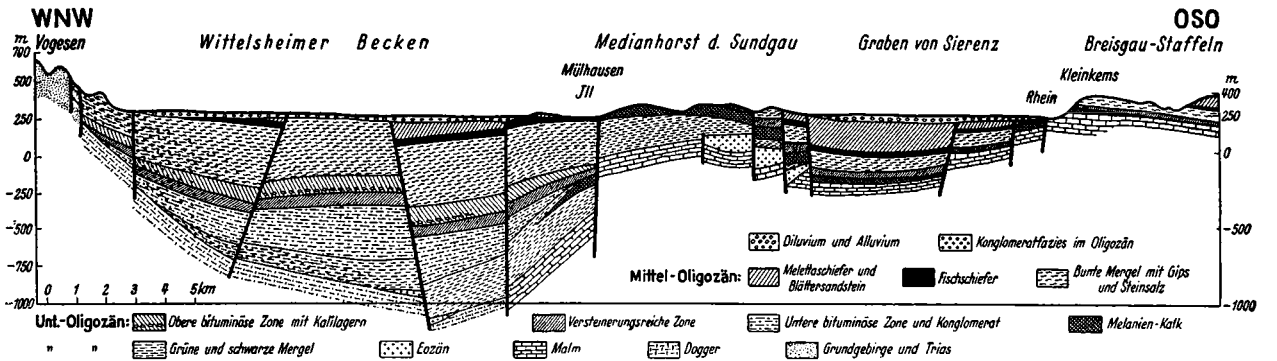


Abb. 195. Profil durch den Oberrhein-Graben nach W. WAGNER.

Unten: brackisch-marine Cerithienkalke: *Potamides lamarcki, Cerithium submargaritaceum* und einige ältere Formen.

Mitte: *Corbicula*-Schichten, brackisch-limnische Mergel: *Corbicula faujasi, Dreissensia brardi, Mytilus,* zahlreiche *Hydrobia.*

Oben: Hydrobien-Schichten; Hydrobien *(elongata, inflata)* sind gesteinsbildend, daneben *Mytilus* und vorwiegend limnische Schnecken.

Von höherem Miozän sind im Mainzer Becken und in Hessen nur Landschnecken-Mergel, Süßwasserkalke *(Brodia escheri, Melanopsis narzolina),* Braunkohlen und Schotter bekannt. Dem Pliozän werden braunkohlenführende Tone mit *Hydrobia, Prososthenia* und Früchten von *Stratiotes* zugerechnet. Jünger sind die fluviatilen Eppelsheimer Schotter mit *Hipparion gracile, Dinotherium,* Basalte (Trapp) und Braunkohlen der Wetterau.

Im Oberrheingebiet besteht dagegen ein bis 1200 m mächtiges, zum Teil marines Unteroligozän; von wo dieses Meer kam, ist bis heute nicht ganz geklärt (Abb. 195).

Die Folge beginnt mit gipshaltigen Mergeln, die am Vogesenrand in Uferkonglomerate übergehen; es folgt eine Konglomeratschicht mit Steinsalz und einer roten tonigen Leitschicht. Die hangende untere bituminöse Zone (untere Pechelbronner Schichten) mit Steinsalz entspricht einer Einschnürung des Beckens, die folgende versteinerungsreiche Zone einem neuen Meeresvorstoß *(Mytilus, Cyrena convexa, Hydrobia dubuissoni, Nystia duchasteli).* Bei einer erneuten Abschnürung entsteht die obere bituminöse Zone mit Steinsalz und zwei Kalisalz-Flözen (Sylvin); im Unterelsaß führen diese oberen Pechelbronner Schichten Erdöl. Im Kalisalz sind Pflanzen und gut erhaltene Insekten gefunden worden. Vermutlich ist das Salz sekundär ausgeschieden und stammt aus älteren Lagern (? Keuper). Eine obere Gipszone leitet zum Mitteloligozän über, welches aus Foraminiferenmergeln, dünnblätterigen *Amphisyle-* und *Meletta*-Schiefern besteht und am Rande von Schwarzwald und Vogesen in Uferkonglomerate übergeht. Im Süden setzt das Becken in den Schweizer Jura fort.

Das Oberoligozän besteht aus Cyrenenmergeln und Glimmersand, die von aquitanischen Süßwasserkalken mit *Plebecula ramondi* überlagert werden. Höheres Miozän fehlt. Vulkanische Gesteine treten im Kaiserstuhl auf: die Essexite sind vermutlich Oberoligozän, die Tephrite und Phonolithe jünger, die basischen Limburgite und Tuffe mit Landschnecken obermiozän. Im Pliozän bestand im Kaiserstuhl eine Wasserscheide; Schotter pontischen Alters sind südlich davon bis in den Schweizer Jura verbreitet und mit diesem später aufgefaltet. Der Rhein mit seinem heutigen Lauf entstand erst nach einer oberpliozänen Senkung und nach Durchbrechung der Kaiserstuhl-Wasserscheide im Spätpliozän.

Der Oberrheingraben ist demnach in mehreren Etappen entstanden. Einzelne Senken mit Süßwasserablagerungen bestanden schon im Eozän. Im Unteroligozän drang das Meer in die sich rasch vertiefende Senke ein; im Oberoligozän und Untermiozän setzte eine starke Bruchbildung ein, welcher eine Zeit der Einebnung folgte. Der heute sichtbare Bau ist erst in einer pliozän-quartären Phase der Hebung der Randschollen (Vogesen und Schwarzwald) entstanden.

Östlich vom Oberrheingraben sind tertiäre Sedimente seltener. Auf den verkarsteten Hochflächen der Alb bildeten sich seit dem Eozän Bohnerze. Im Torton beginnt auch hier eine starke vulkanische Tätigkeit, von welcher die Vulkanembryonen von Urach, die Explosionsbecken von Steinheim und Nördlingen (Ries), die Phonolithe und Basalte des Hegaus und der Oberpfalz zeugen. In deren Begleitung, besonders in den Explosionsröhren, treten Tuffe, Süßwasserkalke, Sprudelkalke, Papierkohlen auf. Genannt sei das Steinheimer Becken mit tortonischen Kalken *(Cepaea sylvestrina, Gyraulus kleini)* und sarmatischen Thermenablagerungen *(Gyraulus multiformis* und zahlreiche Säuger, wie *Mastodon angustidens, Aceratherium incisivum, Dicrocerus, Euprox,*

Tapirus, Anchitherium aurelianense, Choeropotamus, Palaeomeryx, Amphicyon, auch Vögel, Reptilien, Amphibien, Fische). Ähnliche Folgen liegen aus dem Nördlinger Ries vor. Vom Pliozän sind nur Bohnerze, Schotter und lehmige Albüberdeckung bekannt.

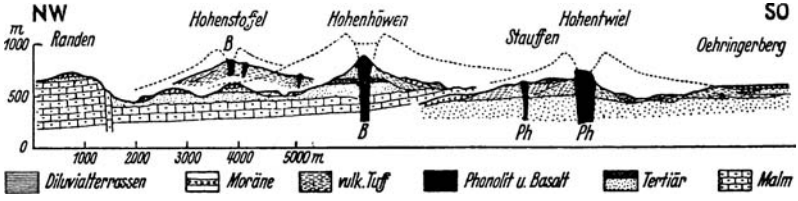


Abb. 196. Die Vulkanberge im Hegau (Schlote im Tuffmantel auf miozäner Molasse). Punktiert früherer Umriß. Nach ALB. Heim.

Eine Sonderentwicklung zeigt die nordböhmische Senke südlich vom Erzgebirge (Abb. 198). Im Oberoligozän bilden sich durch Einbruch mehrere WSW-ONO angeordnete Teilbecken (Eger, Falkenau, Dux, Zittau) mit Sanden, Tonen und Braunkohle. Im Aquitan begannen gewaltige Eruptionen, die enorme Massen von Tuff, Lavadecken (Duppauer Gebirge, Böhmisches Mittelgebirge) und in zahllosen Durchbrüchen Basalt, Phonolith, Tephrit usw. förderten. Die hydrothermalen Prozesse in Nordböhmen sind mit diesem Vulkanismus verknüpft (Karlsbad, Teplitz usw.). Über den Basalten liegen zum Teil noch obermiozäne Sande und Tone mit Braunkohle.

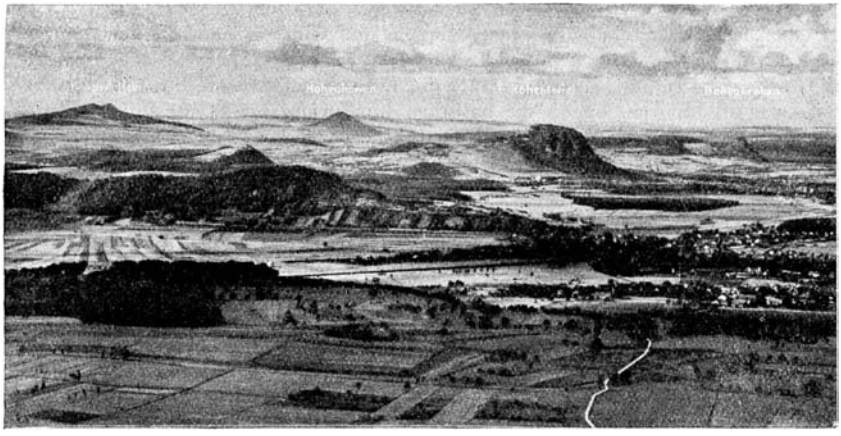


Abb. 197. Landschaftsbild der Hegau-Vulkane. Phot. Ott-Albrecht, Singen.

Als Ganzes zeigt das Tertiär der mitteleuropäischen Schwelle eine rhythmische Entwicklung mit mehreren Zyklen der Reliefbildung und Einebnung (nach KLÜPFEL). Im Alteozän herrscht überall Einebnung und Speicherung von Produkten chemischer Verwitterung. Eine tektonische Belebung setzt im Mitteleozän–Unteroligozän ein; die Wit-

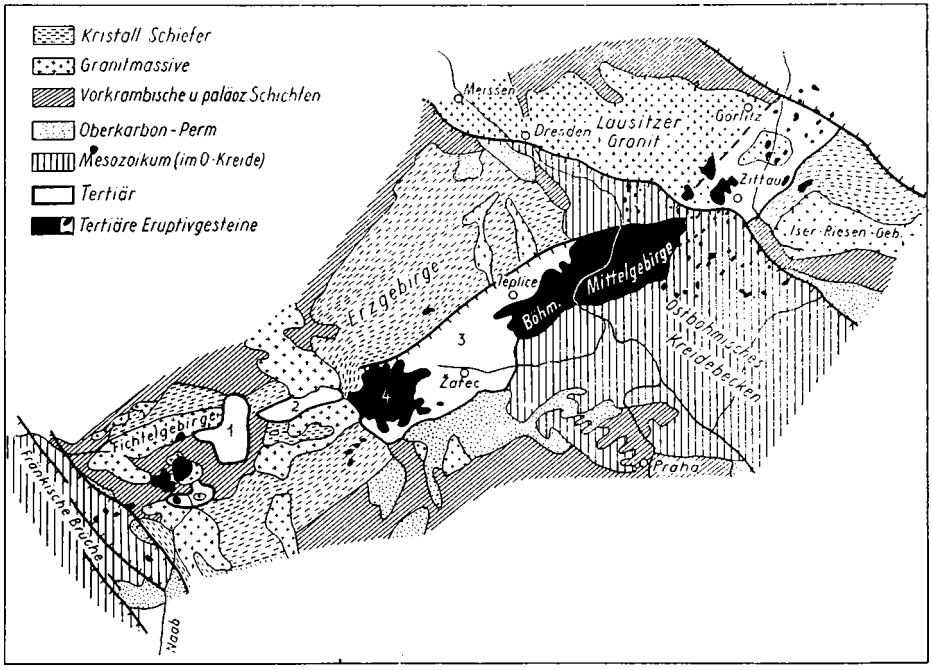


Abb. 198. Die nordböhmische Senke und ihre Umrahmung. Nach F. E. SUESS.
1. Becken von Cheb (Eger). 2. Becken von Falkenov (Falkenau).
3. Becken von Chomutov (Komotau). 4. Vulkanisches Gebirge von Doupov (Duppau).

terungsrückstände werden in die einbrechenden Senken abgeführt. Diese neugeschaffenen Geländeunterschiede werden im Oberoligozän und Miozän wieder eingeebnet. Im Mittelpliozän schaffen neue Vertikalbewegungen die Grundlagen des heutigen Reliefs.

B. Das Mittelmeergebiet

a) Der alpin-karpathische und osteuropäische Abschnitt

Alttertiär. Die nördlichen Westalpen (helvetische Zone) und ihr Vorland waren im Paläozän und Untereozän vom Meere frei. Dagegen ist das tiefere Tertiär in dem Ultrahelvetikum und in der Flyschzone (Wildflysch zum Teil, Schlierenflysch, Prätigauflysch) nachgewiesen. Eine Transgression nach Norden und Westen setzte im Mitteleozän ein.

In den französischen Alpen (Außenzone) beginnt die Folge mit Nummulitenkalken *(Nummulites perforatus);* nach einem brackisch-limnischen Rückschlag im Oberlutet greift das höhere Obereozän, im Mittelmeergebiet als Priabona-Stufe bezeichnet, nach Westen über. An der Basis liegen litorale Bildungen mit Kohle und *Cerithium diaboli,* dann folgen Kalke mit dem kleinen *Nummulites vascus* und Mergel mit Globigerinen. Der hangende mächtige Annot-

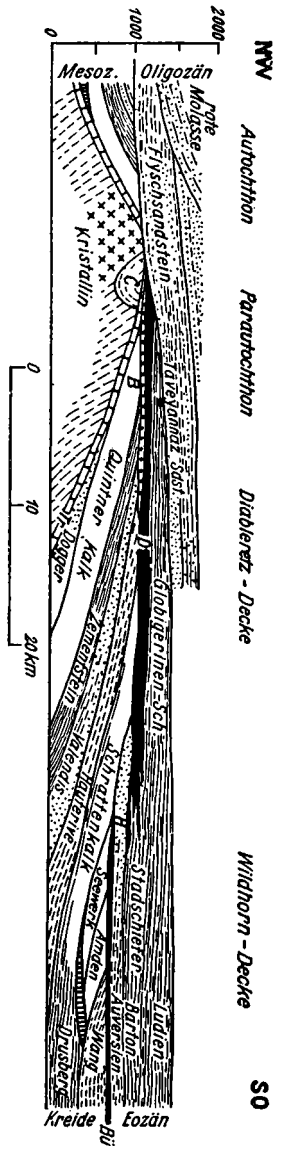


Abb. 199. Transgression und Schichtfolge des Alttertiärs über dem abgewickelten Bau der Schweizer Alpen, d. h. vor der Faltung (vgl. Abb. 171 und 172). Nach ALB. HEIM. *C* Karbon des Mont Blanc-Massivs; *Bü* Bürgenschichten; *B* Bohnerze; *H* Hohgantschichten; *D* Diablerets-Schichten.

Sandstein mit *Orthophragmina* gehört der Oligozängrenze an. Die zunehmende alpine Gebirgsbildung verdrängt das Meer nach Westen, wo nun ein schmaler Oligozängolf, über kontinentales Eozän übergreifend, zu den Verhältnissen der Vorsenke (s. unten) überleitet (s. Abb. 181, 186 und 187).

Eine ähnliche Folge besteht in den nördlichen Schweizer Alpen (Abb. 199). Paläozän und Untereozän in kalkiger, unten grünsandiger Fazies ist in den höchsten helvetischen und ultrahelvetischen Decken vertreten (Nach LEUPOLD, 1933–1938). Die mitteleozänen Bürgenschichten (Kalke mit *Nummulites perforatus* oder Grünsande mit *Assilina exponens)* sind auf die südöstlichen helvetischen Decken beschränkt. Die hangenden Hohgantschichten (Sande und Schiefer mit *Nummulites variolarius* und anderen, *Pectunculus, Cerithium)* enthalten brackische Lagen, entsprechend einer Regression am Ende des Lutet. Die folgenden Diablerets-Schichten (Sandsteine, oben Lithothamnienkalke mit *Nummulites fabiani, Orthophragmina)* und die Stadschiefer mit Globigerinen vertreten die Priabona-Stufe (Obereozän).

Zum Obereozän rechnet man auf Grund von Nummulitenfunden heute den Taveyannaz-Sandstein (= Grès d'Annot) mit vulkanischen Komponenten, welcher im Hangenden in dunkle Schiefer mit reicher Fischfauna (insbesondere Glarus) übergehen kann, gelegentlich aber auch mit dem Altdorfer Sandstein und Gruontal-Konglomerat abschließt. Diese Sandstein-Dachschiefer-Formation entspricht, wenigstens in ihren oberen Teilen, dem Unteroligozän (Sannoisien). Die jungoligozäne rote Molasse der Westschweiz gehört schon zur Vorsenke (s. S. 601).

Die helvetische Alttertiärzone zieht nach dem Allgäu weiter, wo auch Untereozän vorkommt (Kalksandsteine mit *Nummulites elegans* bei Kressenberg). Das bayerische Mitteleozän enthält oft Eisenoolithe; von der Fauna sind neben Nummuliten und Assilinen große *Conoclypeus* bemerkenswert. Das Obereozän ist im Westen als Stadschiefer entwickelt, der nach Osten in bunte Nummuliten-Lithothamnien-Kalke (Granitmarmor) übergeht.

Dieses transgressive, wenig mächtige und gut gegliederte Eozän geht in den östlichen Französischen und südlichen Schweizer Alpen in die monotone, sehr mächtige Folge

des Flysch (Schweizer Dialektwort für fließen, rutschen) über, welche für die alpine Morphologie und Tektonik überaus bedeutsam ist. Der Flysch besteht aus dunklen Schiefern, denen gelegentlich Kalkbänke, häufiger aber (besonders oben) mächtige Sandsteine, Breccien und Konglomerate eingeschaltet sind. Fossilien sind selten, bis auf Fucoiden *(Chondrites)* und Kriech- bzw. Fraßspuren von Anneliden *(Helminthoides)*. Krejci-Graf definiert den Flysch als Ablagerung kalten und stark durchlüfteten Wassers, bei reichem Bodenleben, rascher Aufschüttung und unruhigem Relief. Die bitumenreichen Oligozänschiefer sind im Gegensatz dazu Zeugen armen Bodenlebens und durch H_2S vergifteten Wassers. Seltene Nummulitenfunde haben das eozäne Alter bestätigt, wobei aber daran erinnert sei, daß in den Ostalpen schon die Kreide „Flyschfazies" besitzen kann. Der scheinbar gesetzlose Wechsel von Grobschutt und feinen Stillwasserabsätzen ohne erkennbaren Rhythmus ist ein Merkmal der „orogenen", d. h. während der Gebirgsbildung entstandenen Sedimente.

Der zum Teil auch schon ältere Wildflysch ist ein Tonschiefer mit gerollten und eckigen Blöcken kristalliner Gesteine und Sedimente, die nicht der unmittelbaren Umgebung entstammen und deren Transportart noch unklar ist. Vielleicht sind diese „exotischen Blöcke" von der Stirn der vorrückenden Decken losgerissen und ins Flyschbecken eingestreut worden. Im sogenannten Habkernflysch treten große „exotische" Gerölle von grünen Graniten auf, welche für die unterostalpinen Decken (Bernina) kennzeichnend sind.

Die wichtige Rolle des Flysches bei der alpinen Gebirgsbildung beruht auf der Plastizität seiner Schiefermassen. Bei der Deckenbildung dienten sie als „Schmiermittel", welches das Gleiten der Gesteinspakete erleichterte. Die aus Flysch bestehenden Grashänge neigen in feuchtem Zustande zu Rutschungen und Bergstürzen.

In Oberbayern liegen über einem vielleicht noch oberstkretazischen Wildflysch nummulitenführende Mergel und Sandsteine mit Breccien; diese Unternogg-Schichten gehen ostwärts in den Greifensteiner Sandstein (S. 534) über, welcher Oberkreide bis Untereozän umfaßt.

Eine durch die spätere Deckenbildung vollkommen umgestaltete „Flysch-Furche" zog also durch die ganzen Alpen; im Westen gehört sie einer inneren Zone an; im Osten tritt sie an den Außenrand der Alpen und findet eine Fortsetzung in den Karpathen (Abb. 181). Diese Furche war nicht sehr breit und griff im Süden etwas auf die kalkalpine Zone über, wo im Zuge der alten Gosaubecken stellenweise obereozäne Nummuliten- und Korallenkalke (Häring, Reichenhall) und unteroligozäne Mergel (Reit im Winkel) liegen.

Die Orthophragminen-Sandsteine von Greifenstein und Nummulitensandsteine von Stockerau stellen die Verbindung mit den Karpathen her. Im Wiener Wald begann die Transgression im Untereozän *(Nummulites atacicus)* und griff ostwärts bis auf die Kerngebirge der Tatra über.

In den Karpathen haben Kreide, Eozän und zum Teil noch Oligozän Flyschfazies. Im Inneren des Troges ist eine Dreigliederung in bunte, meist rote Tone unten, mächtige Sandsteine in der Mitte und Hieroglyphen-Sandsteine mit grünen Schiefern oben verbreitet; letztere enthalten obereozäne Fossilien, während der liegende Sandstein ein wichtiger Speicherhorizont des Erdöls ist. In den rumänischen Karpathen ist die Gliederung ähnlich, doch ist hier oft das Obereozän transgressiv.

Auch im Balkan-Gebirge ist das Untereozän auf die schmale Randsenke des Emine-Flysches beschränkt. Das Mitteleozän greift nordwärts bis zur Dobrudscha vor. Das Obereozän hat im Nordbalkan Flyschfazies, weiter südlich enthält es Konglomerate und geht im Hauptbalkan in eine limnische Folge mit Kohlen über.

Das Tertiär des südrussischen Gebietes hat Vorlandfazies (S. 591). In der Krim und im nördlichen Kaukasus liegt fossilreiches Paläozän diskordant auf Kreide; die Fazies ist wechselnd: Foraminiferentone, Schreibkreide, Sandsteine treten auf. Das Mitteleozän besteht aus Nummulitenkalk, das Obereozän aus weißen Mergeln. Weiter im Süden zieht das Eozän in Kalkfazies vom Balkan nach Armenien weiter.

Die jungtertiäre Außensenke. Die alttertiäre Gebirgsbildung führt zu einer Reliefumkehr: An Stelle der Geosynklinale steigen die inneralpinen Ketten auf; das Meer wird hinausgedrängt und über dem absinkenden Vorland entsteht eine durchlaufende Senke, die vom Rhônetal über das schweizerische und bayerische „Molassebecken" bis Wien reicht. Hier teilt sie sich: ein Arm zieht ostwärts am Karpathenrande zum Pontischen Gebiet; der andere füllt die Querdepression zwischen Alpen und Karpathen (Wiener Becken) und bedeckt die Ungarische Ebene. Die Reliefumkehr setzt nicht überall gleichzeitig ein: in den Karpathen ist z. B. das Oligozän noch ein Bestandteil des Gebirges und hat Flyschfazies, während es in den Alpen vorwiegend der Vorsenke angehört und als „Molasse" ausgebildet ist (Abb. 182).

Als „Molasse" bezeichnet man grob-feindetritische, marine oder limnische Sedimente, welche vor allem aus der Zerstörung des aufsteigenden Alpenrandes hervorgehen. Die Faziesverteilung ist meist so, daß am Südrand grobe Konglomerate (Nagelfluh) herrschen, die gegen das Beckeninnere in Molassesandstein und tonige Schichten übergehen; ein grobklastischer Saum im Norden ist selten ausgebildet, da dort die Hebung viel geringer war. Dagegen sind im Norden Kalke häufig, die ihr Material aus den verkarsteten Juratafeln des mitteleuropäischen Rückens bezogen haben. Wir betrachten nun die einzelnen Abschnitte der Vorsenke (Abb. 188 und 189):

Rhônetalsenke. Zwischen dem Zentralplateau und dem Alpenrand liegt über lückenhaftem limnischem Eozän oder auf älteren Schichten ein Oligozän, welches unmittelbar am Alpenrande noch Nummuliten führt, sonst aber mehrfach lagunäre und brackische Einschaltungen enthält. Insbesondere ist das Oberoligozän meist durch Süßwasserkalke mit *Plebecula ramondi*, bunte Mergel und rote Konglomerate (rote Molasse) vertreten. Das Miozän ist sehr wechselvoll.

Während Aquitan meist fehlt, greift ein burdigaler Meeresgolf längs der unteren Rhône nordwärts vor und hinterläßt helle Molasse-Sande und zoogene Kalke; eine schmale Verbindung zum Schweizer Molassebecken in der Gegend des Genfer Sees ist vorhanden.

Das Helvet greift weiter über bis auf das Kristallin des Zentralplateaus bei Lyon; es besteht unten aus Sanden *(Ostrea crassissima)* oder Glimmermergeln (Schlier von Avignon), oben aus Sanden mit *Pecten fuchsi, Cardita michaudi, Terebratulina calathiscus* (3 Zonen).

Das Torton zeigt ähnliche Verbreitung, doch herrschen hier blaue Mergel (unten *Echinolampas hemisphaericus, Ostrea barroisi*, oben *Ancilla glandiformis, Pleurotoma, Cardita jouanneti).* An die Grenze Torton-Sarmat gehören Spaltenfüllungen im Jurakalk von Grive-Saint-Alban mit reicher Säugerfauna.

Im Sarmat setzt ein Rückzug des Meeres ein (Mergel mit *Cepaea christoli).* Die Basis des Pont ist brackisch *(Nassa michaudi);* darüber folgen fluviatile Schotter des höheren Pont mit *Unio flabellatus, Hipparion gracile, Dinotherium giganteum, Rhinoceros schleiermacheri, Mastodon longirostris.* Im Mittelpliozän greift das Meer nochmals in einem schmalen, 375 km langen „Fjord" von der Provence aus bis Lyon vor und setzt hier blaue Mergel mit Echiniden, Schnecken, Austern usw. ab (Abb. 190). Im unteren Oberpliozän werden brackische Schichten gebildet *(Congeria, Potamides, Hydrobia).* Die höhere Asti-Stufe ist fluviatil *(Mastodon arvernensis).*

Nördlich von Lyon bestand im Saône-Becken ein mittel-oberpliozäner Süßwassersee, in dem eine wohlgegliederte Folge von Mergeln mit Mollusken und Säugern abgelagert wurde.

Das Molassebecken. Die Vorsenke von der Schweiz bis Wien ist trotz mancher Faziesunterschiede eine Einheit höherer Ordnung.

Das Unteroligozän nimmt, wie gesagt, eine Zwischenstellung ein, da es teils dem Flyschkomplex, teils der Vorsenke zugeordnet werden kann.

Das Mitteloligozän bildet die untere Meeresmolasse, welche über die Schweiz mit dem Rhônebecken zusammenhing. In Bayern gliedert sich die 600 m mächtige Folge von unten in Mergel und Sandsteine, Tonmergelstufe und Bausandsteinzone (Abb. 200). Die reiche Fauna enthält viele mitteleuropäische Molluskenarten. Die oberen Teile sind brackisch und enthalten Kohlenflöze.

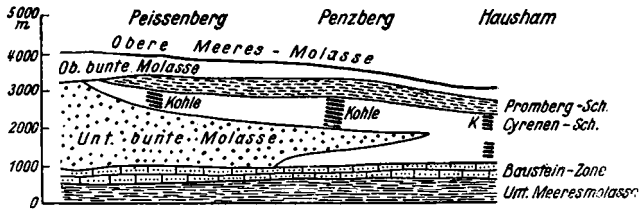


Abb. 200. Die Gliederung der Molasse in Bayern.

Im Oberoligozän und Aquitan (die schwer zu trennen sind) verschiebt sich die Achse des Beckens nach Norden. In der Schweiz ist die Fazies vorwiegend kontinental (rote Molasse). Am Alpenrande werden die Zerstörungsprodukte des aufsteigenden Gebirges als mächtige Schuttkegel von Konglomerat – die sogenannten Nagelfluhen – abgelagert. In ähnlicher Weise gehen im Allgäu die Konglomerate nordwärts in Sandsteine über, zwischen die sich bunte Mergel mit Süßwasser- und Landmollusken einschalten (Weißbach- und Steigbach-Schichten, 2000 bis 3000 m). Gegen Osten verzahnt sich diese bunte Molasse mit brackischen Cyrenenmergeln (über 1000 m), welche mit Sandstein wechsellagern und bei Peissenberg Flöze von Pechkohle enthalten (Abb. 200). Die Fauna gleicht der des Mainzer Beckens; eine marine Ingression im oberen Teile (Promberger Schichten) enthält die Fauna der unteren Meeresmolasse. Höher liegen aquitanische Cyrenenmergel.

Im Norden greift Oberoligozän und Aquitan als roter Ton und Süßwasserkalk mit *Plebecula ramondi* und *Cepaea rugulosa* auf die Alb über.

Im Burdigal beginnt eine marine Transgression, von der nördlich der Donau noch eine Kliffküste erhalten ist. Die zugehörige obere Meeresmolasse (Luzerner Schichten) beginnt mit glaukonitischen Sanden, über denen Muschelsande und feine Tone folgen. Reiche Fauna: *Ostrea crassissima, Pecten praescabriusculus, Turritella turris, Melanopsis citharella,* Bryozoen und Seeigel. Im Osten wird die Fazies tonig (Schlier von Ottnang).

Das Helvet ist in der Schweiz noch marin (Berner bzw. St. Gallener Molasse mit *Panopaea menardi, Cardita jouanneti* usw.). Dagegen sind östlich vom Bodensee in einer schmalen Rinne Grimmelfinger Graupensande, brackisch-ästuarine Kirchberger

Schichten, Paludinensande *(Oncophora partschi)*, Cardienschichten, Dreissensien-Bänke, Unio-Schichten *(Unio eseri)* und Hydrobienkalke *(Hydrobia semiconvexa)* abgelagert worden. Diese Rinne ist das östliche Ästuar des Schweizer Beckens.

Die tortonische obere Süßwasser-Molasse stellt die Einheitlichkeit des Beckens wieder her. Gewaltige Konglomeratbildungen am Südrande (Alpen), kleinere im Norden werden im Inneren von kalkig-mergeligen oder feinsandigen (Flinz, Glimmersand) Schichten ersetzt. Unten sind *Bithynia gracilis, Brodia (Melania) escheri,* oben *Cepaea silvana, Mastodon angustidens, Dinotherium bavaricum* und Hirsche *(Heteroprox)* wichtig. Der oberen Süßwassermolasse gehören die Plattenkalke von

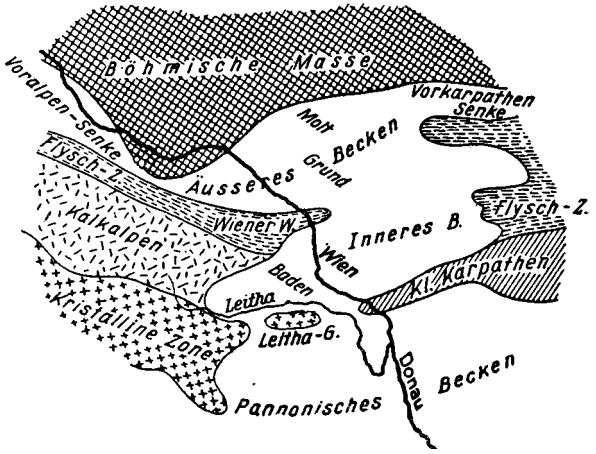


Abb. 201. Das Wiener Becken.

Oehningen (Bodensee) an, mit reicher schön erhaltener Flora und Fauna (Insekten, Fische, Salamander). Ihre Bildung ist gleichzeitig mit dem nunmehr im Hegau einsetzenden Vulkanismus, der bis in das Pliozän andauerte und durch Tuffe, Phonolithkuppen und Basaltschlote belegt ist (s. S. 595). Die jüngeren Schichten sind meist fluviatil; nur auf der Alb ist in kleinen Becken (Steinheim und andere) Sarmat *(Cepaea sylvestrina)* bekannt.

Das Wiener Becken zerfällt in zwei Abschnitte (Abb. 201): das außeralpine Becken zwischen der Böhmischen Masse und der Flyschzone der Alpen-Karpathen ist ein Stück der alpidischen Vorsenke; das inneralpine Becken zwischen der Flyschzone und der Linie Leithagebirge–Kleine Karpathen füllt eine Querdepression zwischen Nordalpen und Karpathen aus, welche die Außensenke mit dem großen pannonischen Becken verbindet. Die Beckenfüllung beginnt erst nach dem Oligozän, welches hier und in den Karpathen gefaltet ist und diskordant darunter lagert. Bewegungen im Mittelmiozän gliedern die Folge in die beiden Sedimentzyklen der ersten (Aquitan-Burdigal) und zweiten (Helvet-Torton) Mediterranstufe.

In das Außenbecken drang das Aquitanmeer von Osten ein und lagerte bunte Mergel und die Molter Sande ab *(Cerithium submargaritaceum, Turritella turris, Nassa buccata,*

Cardium hoernesi). Auch das Burdigal beginnt mit marinen Sanden, in denen man 3 Zonen unterscheidet (von unten):

Sande von Loibersdorf mit *Ancilla glandiformis, Turritella, Ostrea crassissima, Pecten solarium, Pectunculus fichteli, Cardium kübecki.*

Sande von Gauderndorf mit *Tellina planata, Mactra bucklandi, Tapes vetula, Cardium burdigalense, Trochus, Fusus, Ficula.*

Eggenburger Schichten — Sande und Kalk mit *Pecten besseri, Pecten praescabriusculus, Ostrea lamellosa, Axinea pilosa, Turritella.*

Es sei betont, daß die erwähnten Mollusken keine zonar gebundenen Leitformen sind, sondern nur in einzelnen Horizonten gehäuft erscheinen.

Über diesen Sanden folgt der Schlier, ein grauer Ton mit *Meletta,* Seeigeln, *Aturia, Conus dujardini, Cassis, Pyrula condita, Lucina dujardini, Nucula, Leda* usw. Er entspricht der stärksten Vertiefung des Meeres und kann schon ins Helvet hinaufreichen. Im inneralpinen Becken liegen aus dieser Zeit nur Braunkohlenschichten mit *Cerithium lignitarum* vor.

Helvetisch sind die hangenden Grunder Schichten, Sande und Tone mit *Turritella vermicularis, Proto cathedralis, Pleurotoma, Cerithium duboisi, Ostrea crassissima, Cardita jouanneti, Arca turonica, Oncophora partschi.* In dieser Zeit greift das verflachte Meer in das innere Becken ein. Auffallend sind Beziehungen zum norddeutschen Miozän.

Das Torton ist im Gegensatz zur Süßwassermolasse des Westens marin, aber faziell sehr wechselnd. Folgende 4 Abteilungen lassen sich bis in das Karpathenvorland verfolgen:

Badener Tegel (bis 400 m) — ein blauer plastischer Ton, in tieferem Wasser gebildet. *Ancilla glandiformis, Conus dujardini, Pleurotoma, Natica helicina, Cardita scalaris, Arca diluvii, Pecten cristatus;*

Gainfahrner Mergel — flachere Fazies mit großen *Murex, Strombus, Conus;*

Pötzleindorfer Sande — litorale Fazies mit *Trochus, Venus, Cardium;*

Leitha-Kalk und Lithothamnien-Kalk; eine Riff-Fazies, häufig an Untiefen gebunden, mit großen Austern, *Pecten,* oder mit Lithothamnien, Korallen, Bryozoen, *Clypeaster, Schizaster, Echinolampas, Scutella.*

Im Sarmat schrumpft das Meer zu einem Binnenbecken zusammen; die Korallen, Echinodermen und Cephalopoden verschwinden; für die ausgesprochen östliche Fauna sind kennzeichnend: *Cerithium (pictum, disjunctum), Trochus, Buccinum, Rissoa, Mactra podolica, Ervilia podolica, Tapes gregaria.*

Im Hangenden liegen brackische Tone der Congerien-Stufe mit großen Congerien *(Congeria subglobosa, Congeria basteroti),* schwach bezahnten Cardien *(Didacna, Monodacna),* zahlreichen *Melanopsis, Bithynia, Hydrobia, Pseudomelania* und mit Süßwasser- und Landschnecken, unter denen ausgerollte Formen *(Valenciennesia)* auffallen. Die Congerien-Stufe ist mäotisch, d. h. obersarmatisch-unterpontisch. Zum Oberpont gehören die hangenden Belvedere-Schotter mit *Hipparion gracile, Rhinoceros schleiermacheri, Aceratherium incisivum, Dinotherium giganteum, Mastodon longirostris.*

Das große pannonische Becken im Inneren des Karpathenkranzes gehörte im Eozän zur mediterranen Zone. Die Karpathenfaltung schnürt es vom Osten ab; im Oberoligozän zerfällt es in zahlreiche Seen und Moore mit der Fazies der süddeutschen Süßwassermolasse.

Das Miozän beginnt diskordant darüber mit marinem Aquitan (Nulliporenkalk mit *Lepidocyclina*) und ist sehr mächtig. Die wichtigsten Glieder sind: burdigaler Sandstein, Zementmergel (Schlier), Leithakalk, Cerithiensand (Sarmat). Nach Westen greifen sie in grobklastischer Fazies über Verebnungsflächen der Ostalpen über. Die Meeresverbindung lag im Altmiozän im Süden, später im Norden, d. h. im Wiener Becken.

Im Obersarmat und Unterpliozän liegt hier das weite Becken der Congerienschichten (s. oben), welches von benachbarten Höhen aus durch Auffüllung verlandet. Diese Niederung wird dann im höheren Pliozän von den Paludinenschichten Slawoniens bedeckt, welche auch im Nordbalkan und in Südrußland weit verbreitet sind. Dieses sogenannte Levantin kann mit Hilfe der klassischen Variationsreihen der Paludinen (Viviparen) gegliedert werden (glatte — abgeflachte — gekielte — geknotete Formen, s. Taf. LXI, 25); daneben sind *Unio* und *Melanopsis* häufig. Man unterscheidet: Untere Paludinen-Schichten = Unterpiacenza-Stufe *(Viviparus neumayri);* Mittlere Paludinen-Schichten = Oberpiacenza- bis Unterasti-Stufe *(Viviparus bifarcinatus, structuratus, nothus);* obere Paludinen-Schichten = Oberasti-Stufe *(Viviparus sturi, hoernesi, zelebori, vukotinovici).*

Die gewaltige Absenkung dieses Beckens ergibt sich daraus, daß eine Tiefbohrung bei Debrezen die pontischen Schichten erst in 770 m Tiefe erreichte und bis 1880 m Tiefe in ihnen blieb.

Für das ganze Becken ist ein starker Vulkanismus bezeichnend, der am Alpenrande durch burdigale und helvetische Nephelin- und Olivinbasalte und andesitische Tuffe ausgezeichnet ist. Am Innenrande der Karpathen hat die magmatische Tätigkeit schon im Senon eingesetzt (S. 538). Man unterscheidet zwei Zonen:

Der mittelungarische Vulkankranz (Budapest—Kaschau, WSW—ONO streichend) zeigt saure Vorläufer im Eozän und Aquitan; es folgen Pyroxenandesite (Helvet), Biotitandesite und saure Rhyolite (Sarmat), Basalte (Pont). Bei Schemnitz treten auch Tiefengesteine (Syenit, Diorit) auf, die reich an Edelmetallen sind.

Der ostungarische Vulkankranz (Homonna—Siebenbürgen, NW-SO streichend) folgt dem inneren Abbruch der Karpathen. Die Folge ist: saure Tuffe (Aquitan), Quarzdazite (Torton), Augitandesite (Sarmat bzw. noch jünger), Basalt (Quartär). Die Exhalationsphase reicht bis heute, die Vulkanformen sind zum Teil gut erhalten. Auch hier ist der Reichtum an Erz (Gold, Silber, Kupfer, Blei, Zink) bedeutend.

Am Außenrande der Karpathen ist das Oligozän am Aufbau der äußeren Ketten beteiligt und besitzt Flyschfazies. Es besteht teils aus der mächtigen Folge des Magurasandsteins (im Südwesten), teil aus einer Folge dunkler ölreicher Schiefer mit *Meletta* und anderen Fischen (Menilithschiefer mit Menilith = dunklem Opal), Mergel und Konglomerate. Diese vielfach verzahnten, fossilarmen Folgen reichen vielleicht ins Obereozän hinab. Das Oligozän greift nordwärts bis über die Wisla vor (feinkörnige Mergelschiefer und bituminöse Tone mit *Meletta);* darüber liegen bunte Mergel und rote Tone (kattisch oder aquitanisch). In den rumänischen Ostkarpathen (Moldau) und in den Südkarpathen ist das Oligozän ähnlich: im westlichen Deckenland herrschen bituminöse Kalkschiefer, Kieselschiefer, schwarze Fischschiefer, weiche Sandsteine, im östlichen Vorland erscheinen Salzlager. Die Fazies bituminöser Oligozänschiefer scheint nördlich von der Dobrudscha bis zur Krim und zum Kaukasus fortzusetzen, wo die mächtige ölreiche Maikop-Serie des Kubangebietes dazu gehört. Im Südkaukasus treten neben ähnlicher Fazies im Oligozän Manganerze und brackische Schichten auf.

Das Miozän des Karpathenvorlandes beginnt mit der Salzformation, einer Folge grauer und bunter Tone und heller Sandsteine mit Salz und Gips, die zum Teil konkordant auf Oligozän lagert und bis ins Oberhelvet (Schlier) reicht. Hierzu gehören die

Lagerstätten von Wielicka und Kalusz (hier auch Kali). In Oberschlesien greift die Salzfolge auf Karbon über, keilt aber nach Norden schnell aus. Weiter im Osten reicht das Miozän weit über die Wisla nach Norden, wo ein reich gegliedertes Torton (Austern- und *Pleurotoma*-Tone, Lithothamnien-Kalke, Mergel und Grünsande) liegt. Das oft konglomeratische Sarmat entspricht einer Abschnürung und Aussüßung des Beckens. In den Karpathen haben die steirische, attische und im Süden die wallachische Phase Bedeutung.

Das Karpathenvorland bildet den Übergang zu dem großen pontischen Becken, welches im Miozän über das südrussische Gebiet bis zum Kaspi fortsetzte und eine vielgestaltige Entwicklung hatte. Während das Aquitan noch an der Karpathenfaltung beteiligt ist, bleiben die jüngeren Schichten auf die Vorsenke beschränkt, die nun fortschreitend nach Osten über die Russische Tafel und nach Süden über die untere Donauebene hinausgedrängt wird. Das sandig-konglomeratische Burdigal und die Salzfolge des Helvet sind noch auf die Vorsenke beschränkt; das Torton transgrediert dagegen weit, was zu der Bildung des gewaltigen O-W gestreckten pontokaspischen Beckens führt (Abb. 182 und 202).

Das Torton liegt unmittelbar auf dem Kristallin der wolhynisch-podolischen Platte, wo Riffe mit Bryozoen, Serpeln und Lithothamnien auch morphologisch hervortreten (Toltren und Mjodoboren). Hier, in der Moldau und am Saume der Südkarpathen, liegen darüber obertortone Mergelsande und Oolithe (Buglow-Schichten), zum Teil auch in Brackwasserfazies.

Das Sarmat ist nur außerhalb der ostkarpathischen Vorsenke erhalten. Es bildet einen Golf des Pontus, welcher über die podolische Platte und östliche Moldau übergreift und eine reich gegliederte Folge von Bryozoenkalk, Oolithen, Sanden und Diatomeentonen hinterläßt (östlich der Torton-Riffe). Am Ende des Miozän wird dieser Golf von sandig-tonigen Wattenbildungen ausgefüllt. In der Walachei ist die Entwicklung ähnlich. Auch in der Krim und beiderseits des Kaukasus liegt Obermiozän transgressiv und diskordant auf Alttertiär. Folgendes Profil aus dem Nordkaukasus mag als Beispiel dienen:

Sarmat: Tone mit *Mactra caspia;*
Tone und Sande mit *Cardium obsoletum, Tapes gregaria;*
Tone und Mergel mit *Syndesmya reflexa, Mactra fragilis.*

Torton:
Tone, Mergel, Sande mit *Corbula gibba, Pholas, Venus konkensis;*
Gipston, darunter Mergel mit *Spaniodontella;*
Sande mit *Dosinia,* Tone mit *Spirialis* (Erdöl von Grosny).

Im Transkaspigebiet (Kopet Dag) transgrediert Sarmat und wird von mächtigen Konglomeraten bedeckt. Die fortschreitende Aussüßung und Verarmung der Fauna wird am Ende des Miozäns durch Hebungen und Regressionen betont. Das altpliozäne Becken ist brackisch-limnisch.

In Rumänien sind die mäotischen (unterpontischen) Schichten 130 bis 580 m mächtig, die hangenden oberpontischen 600 m und mehr. Die Folge beginnt diskordant mit Konglomeraten über Mittelsarmat. Nach KREJCI-GRAF entspricht das Mäot der Congerien-Stufe von Wien. Es beginnt mit Süßwasser- *(Unio)* und Brackwasser- *(Dosinia)* Mergeln, über denen limnische Sande und Mergel (Moldau-Stufe) und der „Grenzsandstein" mit *Congeria novorossica* liegt (ölführend). Das hangende Pont beginnt mit Bruchschill-Lagen, einer Pyritbank und einer Bank mit *Congeria romana.* Höher liegen wieder marine Mergel mit kaspischer Fauna *(Dreissensia, Valenciennesia),* dann limnische Sande *(Unio, Viviparus neumayri)* und eine brackisch-limnische Folge mit *Monodacna* und flachen Viviparen (tieferes Levantin).

Es ist also ein steter Wechsel von limnischer Fazies und Brackwasser-Einbrüchen. Im südrussischen Gebiet (Odessa, Krim) liegen brackische Tone und limnische Sandsteine *(Unio flabellatus,* Säugetiere der Pikermi-Fauna) des Mäot mit Erosionsdiskordanz auf Sarmat. Das hangende, eigentliche Pont besteht aus den Flachwasserkalken von Odessa *(Dreissensia, Monodacna)* und Tonen mit *Valenciennesia.* Faziell ist das die Ausbildung des Mäot im Westen, die also ostwärts wandert. Dieses altpliozäne Becken umgibt auch den Kaukasus, ist aber östlich des Kaspi nicht mehr bekannt.

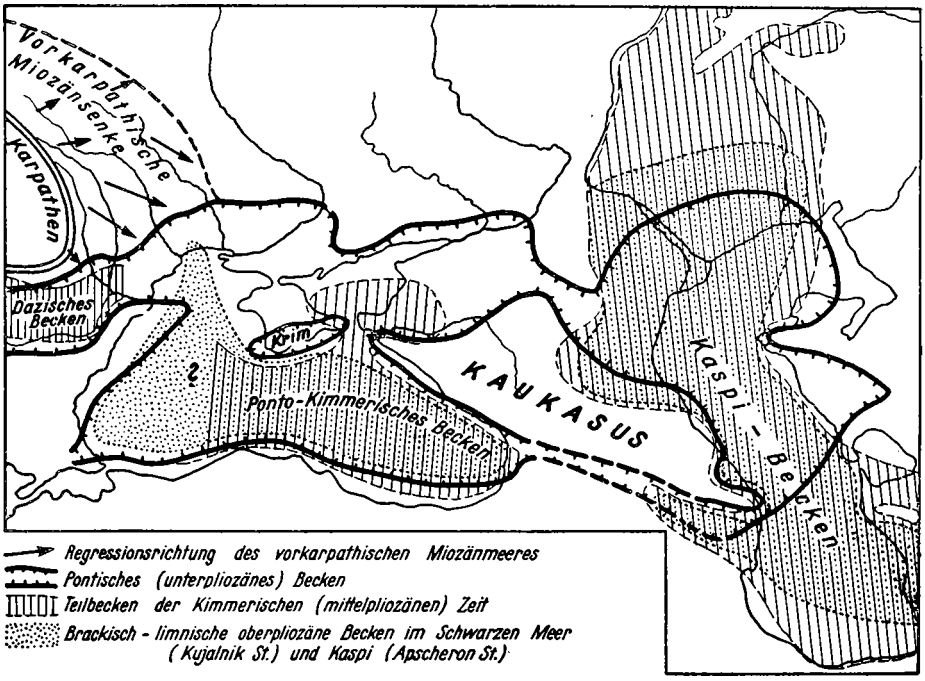


Abb. 202. Die pliozänen Becken Südosteuropas. Nach ANDRUSSOW.

Am Ende des Altpliozäns zerfällt das pontische Riesenbecken in drei Teile von verschiedenem Verhalten (Abb. 202):

1. Dazisches (rumänisches) Becken, Mittelpliozän oder Daz: sandig-mergelig mit konglomeratischem Saum *(Prosodacna, Stylodacna,* Viviparen, Hydrobien); oben limnisch mit Kohle. Oberpliozän oder Levantin im engeren Sinne: Sande und Mergel mit *Unio,* verzierten Viviparen, *Helix* usw., den oberen Paludinen-Schichten Slavoniens entsprechend.

2. Im euxinischen (mittleren) Becken, welches einem Teil des Schwarzen Meeres und dem Asow-Meer entsprach, hält die marine Fazies länger an. Dem Daz werden hier die Brauneisen-Oolithe von Kertsch (kimmerische Unterstufe) mit reicher Fauna und Sande mit *Didacna vulgaris* (Kujalnik-Unterstufe) zugerechnet. Das Oberpliozän (Kalke und Sand von Tschauda) hat eine verarmte Fauna.

3. Das Kaspi-Becken umfaßte noch das untere Wolga-Gebiet. Die Folge ist ölreich (Baku). Das Hauptöl gehört der unterdazischen Balachany-Serie von Sand und Ton an; darüber

liegen dunkle Tone des Oberdaz (Aktschagyl-Stufe). Die hangende Apscheron-Stufe besteht aus Kalk, Ton und Sand und ist entweder Oberpliozän oder schon Altquartär. Eine orogenetische Phase nach ihrer Bildung trennt sie von der hangenden Baku-Stufe mit *Didacna trigonoides*, die wohl sicher Quartär ist. In Transkaukasien sind im Pliozän Eruptivgesteine verbreitet.

Die Vorsenke, welche im Miozän durchlaufend von der Rhône bis zum Kaspi reicht, zerfällt also im Pliozän in abgeschlossene Teilbecken und verlandet fortschreitend. Die Teilbecken sind schnell und tief absinkende Bereiche, welche im Osten sogar weit in den Gebirgsgürtel eingreifen, aber mit dem Mittelmeer noch keine Verbindung hatten; die Öffnung der Dardanellen erfolgte erst im Quartär.

b) Der westmediterrane Abschnitt

Aus dem atlantischen Gebiet greift zwischen Garonne und Pyrenäen ein Golf nach Südosten vor und bildet das aquitanische Becken. Da die Pyrenäen erst am Ende des Eozäns entstanden, hing dieses Meer vorher mit dem des Ebrobeckens zusammen und hat wohl über Katalonien und die Balearen mit der betischen Vorsenke Südspaniens in Verbindung gestanden (Abb. 181). Später war die Entwicklung der drei Gebiete recht verschieden.

Im aquitanischen Becken geht am nördlichen Pyrenäenrande das Dan direkt in Lithothamnienkalke, Konglomerate und Sandsteine des tiefsten Paläozäns über; darüber liegt vorwiegend limnisches Oberpaläozän. Weiter im Osten ist das ganze Paläozän durch Süßwasserkalke mit zonar beständigen *Physa*-Arten vertreten. Von diesem schmalen Golf aus greift das Meer mehrfach nach Norden, Süden und Osten über, wobei stets die tieferen marinen Schichten im Westen liegen und nach Osten und Südosten in brackische und limnische Sedimente übergehen. Die Meereseinbrüche von Westen und die Einschwemmung von Säugerresten im Osten schaffen die Grundlage der Gliederung.

Untereozäne Nummulitenkalke greifen nach Norden vor, werden aber durch eine vorlutetische Hebung teilweise wieder zerstört. Das mitteleozäne Meer transgrediert weiter. Im Inneren des Beckens herrschen nun Kalke mit *Miliola, Orbitolites complanata* und Seeigeln; im Süden liegen unten Sandsteine und Tone mit Assilinen und Nummuliten, oben Grobkalke mit *Miliola*. Bei Biarritz transgrediert Oberlutet, und es folgt eine lückenlose, 1500 m mächtige Serie bis zum Mitteloligozän, deren reiche Nummulitenführung die Grundlage für die mediterrane Paläogen-Gliederung abgab. Im Osten geht diese marine Folge in brackische Sandsteine über (Corbières), welche von den Palassou-Konglomeraten überlagert werden; sie sind ein Kennzeichen der Pyrenäen-Hebung. Das Obereozän beginnt im Nordwesten mit einer Erosionsphase, auf die eine Serie von marinen Mergeln, brackischen Cerithien-Kalken, Grobkalken und limnischen Schichten folgt. Nur im Süden (Biarritz) ist die Folge vollständig. Gegen Südosten beginnt die für das höhere Tertiär kennzeichnende zonare Verteilung: im Norden, am Rande des Zentralplateaus liegen Süßwasserkalke, die sich im Zentrum mit feinklastischen Sandsteinen (Molasse) verzahnen; der Südrand ist konglomeratisch (Nagelfluh der Pyrenäen). Säugetierfaunen erleichtern die Einstufung.

Das Unteroligozän beginnt im Süden konkordant mit bathyalen blauen Mergeln mit *Pentacrinus*, die von Sanden und Kalken mit *Nummulites vascus, Scutella, Clypeaster* überlagert werden. Im Westen herrschen Tonmergel mit *Anomia girondica* und *Ostrea longirostris*, die

nach Osten und Südosten in Glimmersandsteine (Molasse von Fronsadais) mit Säugern *(Palaeotherium minus, Xiphodon)* übergehen, welche im Norden mit Süßwasserkalken, im Süden mit Konglomeraten verzahnt sind.

Das Mitteloligozän greift weit über; es beginnt mit Austernmergeln, über denen der „Asterien"-Kalk *(Crenaster)* mit reicher Fauna *(Natica crassatina, Diastoma grateloupi,* Cerithien, *Axinea, Aturia)* folgt. Auch diese Folge geht nach Osten in Molassen (Agenais) und Süßwasserkalke über *(Anthracotherium magnum).*

Oberoligozän und Aquitan sind nur im Südwesten marin: Mergel mit *Pholadomya pulchra* und den letzten Nummuliten und Kalke mit *Ostrea aginensis* und *Lepidocyclina.* Sonst ist für den Hauptteil des Beckens die „kattisch-aquitanische Trilogie" kennzeichnend: die Kattische Stufe besteht aus dem limnischen weißen Kalk von Agenais mit *Planorbis cornu, Lymnaea pachygaster, Plebecula ramondi;* das untere Aquitan besteht aus Tonen *(Theodoxia ferussaci)* und Sanden von Bazas mit reicher mariner Fauna, während im Oberaquitan die grauen Kalke von Agenais mit *Cepaea girondica* und Säugern (Fauna St. Gérand le Puy) wieder eine Aussüßung anzeigen.

Das höhere Miozän ist aus sogenannten Faluns zusammengesetzt, lockeren Sanden mit reicher mariner Muschel- und Schneckenfauna. Für die burdigalen Faluns sind *Turritella terebra, Proto cathedralis, Cassis saburon, Pecten burdigalensis, Axinea cor, Scutella subrotundata* bezeichnend. Das Helvet besteht aus dem Sandstein von Martignas unten *(Echinolampas hemisphaericus,* große Scutellen, *Cardita jouanneti, Panopaca menardi)* und dem Falun von Salles oben *(Murex turonensis, Voluta lamberti, Glycimeris pilosus).* Das Torton ist nur im Westen (Landesgebiet) durch marine blaue Mergel vertreten; nach Osten geht es wieder in Molassen (Armagnac), Süßwasserkalke und Konglomerate über, denen Säugerfaunen eingeschaltet sind: Sansan-Helvet, Simorre-Torton, St. Gaudens-Sarmat. Das Pliozän besteht meist aus Schottern.

Am südlichen Pyrenäenrand liegt ein Trog mit limnischem Paläozän (Garumnium), während westlich der Esera und in Kantabrien Miliolidenkalke das Thanet, Kalke mit *Nummulites atacicus* und *Alveolina oblonga* das Sparnacium vertreten. Das Eozän ist auf den Südpyrenäentrog beschränkt (das Ebrogebiet lag damals hoch) und besteht aus Alveolinen- und Nummuliten-Kalken und Sandsteinen. Das Oberlutet transgrediert. Im Obereozän wird der Trog zugeschüttet. Am Saume einer zentralpyrenäischen Schwelle besteht oft Flyschfazies.

Während im Obereozän–Unteroligozän die Pyrenäen aufsteigen, sinkt südlich davon das Ebrobecken ein. Die hier abgelagerte Folge ist aber nur in Kantabrien zum Teil marin, sonst aus kontinentalen bunten Mergeln und klastischen Schichten gebildet, welche im Unteroligozän Gips, Steinsalz und Kalisalze (Cardona) führen. Darüber liegen mitteloligozäne Sandsteine, aquitane Süßwasserkalke und fluviatiles Jungtertiär (Abb. 182).

Kontinental-lagunäres Tertiär greift westwärts in die kastilischen Becken (Duro und Tajo) des Keltiberischen Gebirges ein. Die schwer zu gliedernde Folge von Sandstein, Konglomerat, Gipsmergel und Süßwasserkalk enthält vorwiegend Lutet (Säuger!), doch tritt auch Oligozän auf. Nach einer vormiozänen (savischen) Bewegung wurden darüber diskordant ähnliche jungtertiäre Schichten (Torton-Pont) abgelagert.

Die betische Außensenke (nebst Guadalquivir-Becken und Balearen) bildet einen weiteren schmalen Trog, der durch eine südbetisch-korsardinische Schwelle vom Mittelmeer getrennt war, aber im Westen mit dem Atlantik Verbindung hatte. Hier transgrediert Mitteleozän (Arkosen und Nummulitenkalk), während das Obereozän zum Teil Flyschfazies hat. Das Oligozän besteht am betischen Saum aus Globige-

rinen-Mergeln und Lepidocyclinen-Sandstein. Auf den Balearen ist es unten brackisch-kontinental, oben marin; hier wandert die Vorsenke nach Norden.

Das subbetische (am Außensaume) Aquitan hat am Südrande tiefere Fazies (Mergel mit Hornstein), die nordwärts in neritische Kalksandsteine mit Lepidocyclinen übergeht. Das Burdigal ist transgressiv (Molassensandstein und Lithothamnienkalk). Das Helvet ist marin, aber regressiv. Im Obermiozän endet die Folge mit Konglomeraten oder Gipslagern.

Während die nordbetische Vorsenke im Obermiozän über Meeresniveau anstieg, brach das Hinterland, die betisch-korsardinische Masse, zum Teil ein. Es entstand die Straße von Gibraltar, und das westliche Mittelmeer erhielt den heutigen Umriß. Buchtenförmig griff dann das Pliozänmeer in das südfranzösische und südspanische Land ein, welches aber später wieder kräftig gehoben wurde.

c) Die Hauptsenke des Mittelmeeres

Alttertiär. Südlich von der – später einbrechenden – betisch-korsardinischen Masse zeigt das Alttertiär Nordafrikas eine auffallende zonare Verteilung. Über die O–W streichenden Küstenketten von Nordalgier transgrediert mitteleozäner Kalk mit großen Nummuliten *(atacicus, millecaput)*, über dem Sandsteine und Konglomerate folgen. Nach einer stärkeren Faltung greift der sogenannte numidische Flysch über, eine mächtige Folge dunkler Schiefer und Sandsteine mit Nummuliten des Obereozän und Unteroligozän. Diese Serie überdeckt im Süden noch den Tell-Atlas, der früher einer Schwelle entsprach, südlich von der ein tieferer Faziesstreifen von Algier bis ins Vorriffgebiet Marokkos reichte. Südlich davon griff ein epikontinentales Becken weit in die Sahara ein. Bemerkenswert ist hier ein fortlaufender Übergang vom Dan zum Paläozän innerhalb einer Folge schwarzer Austernmergel. Darüber liegen, als Zeugen größter Transgression, im Norden Mergel mit Globigerinen und Nummuliten der Ypern-Stufe, im Süden Flachseebildungen mit Flözen von phosphatisiertem Kalk. Am reichsten ist die Phosphatführung in Marokko. Im Hangenden liegen mitteleozäne Mergel und Kalke mit großen Nummuliten *(Nummulites gizehensis)*; bezeichnend sind auch große Schnecken *(Thersites)*. Die Fauna ist von der in Nordalgier durchaus verschieden. Nach Süden geht das Lutet in bunte Gipsmergel über.

Höhere Schichten liegen nur an der Nordküste von Algier und Tunis vor, wo sandig-mergeliges Mitteloligozän buchtenförmig in das Land eingreift und von kontinentalen Folgen überlagert wird.

Das alttertiäre Meer erweitert sich nach Osten, wo es große Teile Italiens, der westlichen Balkanhalbinsel und Nordafrikas bedeckt (Abb. 181).

In Italien ist die Faziesverteilung im Alttertiär ausgesprochen zonar. Der adriatische Saum (Apulien, Gargano) bildet das östliche Vorland mit geringmächtigem, zoogenem Eo-Oligozän. Weiter im Westen, am Saume der kalabrischen Masse, transgrediert Mitteleozän als mächtige Flyschserie, die bis ins Oligozän reicht; die eingeschalteten Konglomerate enthalten kristalline Gerölle einer später versinkenden tyrrhenischen Landmasse im Westen. Ein starker lutetischer Vulkanismus (Limburgite, später Dazite) ist bemerkenswert. Älteres Tertiär ist nur südlich von der kalabrischen Masse bekannt,

wo es von lutetischem Nummulitenkalk, obereozänem Sandstein und (diskordant!) pflanzenführendem oligozänem Glimmersandstein bedeckt wird. Im Mittelapennin (Umbrien) sind die Verhältnisse ähnlich.

Im Nordapennin besteht in der östlichen unteren Deckenzone (Toscaniden) ein eozäner Trog mit 2000 m mächtigem sandig-tonigem Flysch (Macigno). Nach der Hauptbewegung (vor dem Mitteloligozän) wird darüber diskordant Oligozän abgelagert. Nummulitenkalk ist auch noch auf Korsika bekannt. Der Flyschtrog wird nach Osten flacher, so daß bei Vicenza und Verona eine Schwelle mit neritischem Alttertiär den apenninischen und alpinen Flyschtrog trennt.

Während im Friaul brackische Übergangsschichten mit Alveolinen zwischen Kreide und Lutet liegen (Liburnische Stufe), beginnt die Folge im Vicentin mit roten Nummulitenkalken und Basalttuffen des Untereozäns (Spilecco-Schichten mit *Rhynchonella polymorpha* bei Bolca). Das Unterlutet besteht aus Nulliporenkalken, Kalkschiefern mit schön erhaltenen Fischen und Palmenwedeln (Monte Bolca-Schichten) und Alveolinenkalk (auch Nummuliten, *Velates schmiedeli, Lucina gigantea*). Das Oberlutet (San Giovanni Illarione-Schichten) besteht aus Kalk, Basalttuff und Breccien mit einer Fauna des Pariser Grobkalkes.

Die hangenden Ronca-Schichten stehen an der Grenze von Mittel- und Obereozän; unten liegen marine Kalke (mit Nummuliten, Alveolinen und *Cerithium giganteum*), höher Braunkohlen mit Krokodilen und Schildkröten, oben vulkanische Tuffe mit Süßwassermollusken. Das Priabon oder höhere Obereozän beginnt wie in den Alpen mit brackischen Schichten. Darüber folgen Kalke mit *Nummulites fabiani* und Bryozoen-Mergel mit reicher Fauna.

Das Oligozän ist auch vollständig. Es beginnt mit den Sangonini-Schichten (Sannoisien) mit *Nummulites intermedius* und *Pecten arcuatus*. Darüber liegen die Castelgomberto-Schichten mit Korallenriffchen, *Nummulites vascus* und mitteloligozäner Fauna. Die oberoligozänen unteren Schio-Schichten enthalten Lithothamnienkalke, kleine Nummuliten und Lepidocyclinen. Die oberen Schio-Schichten mit großen Lepidocyclinen, *Scutella*, *Clypeaster* und reicher Molluskenfauna sind aquitanisch.

Wahrscheinlich hing dieses südalpine Becken zeitweise über das Savegebiet mit dem ungarischen Becken zusammen; die Verbindung wurde durch die nacholigozäne savische Faltung gelöst.

Gegen Südosten setzt das Alttertiär in die Balkanhalbinsel fort. In Istrien und Dalmatien liegt Paläozän (Liburnische Stufe) konkordant auf *Miliola*-Kalken des Danien und besteht aus brackischen bituminösen Cosina-Mergeln (Mons-Stufe) und Characeen-Alveolinen-Kalken des Thanet. Eine vollständige Serie des Eozän und Unteroligozän als Nummulitenkalk bzw. Flysch scheint über Albanien nach dem Peloponnes fortzusetzen; in den adriatischen Küstenketten ist die Faltung nacheozän. Weiter im Osten, in den innerdinarischen Zonen, ist die Faltung älter. Nach KOSSMAT zieht sich eine Zone von transgredierendem Priabon von Dalmatien über die Herzegowina nach Mittelalbanien und Mazedonien bis Saloniki und findet Anschluß an analoge Schichten in Südbulgarien, welche bei Burgas die Schwarze Meer-Küste erreichen. Dieser Obereozän-Zug verläuft diskordant zu den älteren dinarischen Gebirgszonen und ist nach KOSSMAT eine transversale Zerrungsfurche im dinarisch-griechischen Faltenbogen (transägäische Furche). Das westliche Band von Nummulitenkalk und Macigno-Sandstein läßt sich weiter nach Kreta verfolgen, wo die lutetischen Nummuliten besonders groß werden (12 cm Durchmesser). Nach Süden zu breitet sich dieses Meer über den großen Flachschelf Ägyptens aus.

Die Unterlage des ägyptischen Tertiärs besteht aus Blättermergeln der Dänischen Stufe *(Hercoglossa danica)*, welche oben schon Nummuliten und tertiäre Mollusken enthalten, also auch die Mons-Stufe umfassen. Meist beginnt das Alttertiär allerdings mit transgressiven Nummulitenkalken des Untereozän (untere Libysche Stufe). Im Unterlutet (obere Libysche Stufe) erscheinen *Orbitolites complanatus*, Assilinen und Alveolinen. Das Oberlutet (untere Mokkatam-Stufe) ist ein kompakter Kalk, der als Baustein für die Pyramiden gedient hat; große Nummuliten *(Nummulites gizehensis)* sind bezeichnend. Das Obereozän (obere Mokkatam-Stufe) führt unten noch Nummuliten, doch werden die Kalke dann tonig. Über ihnen liegen ästuarine Sandsteine des Obersteozäns und Unteroligozäns, welche das Delta eines Ur-Nils darstellen. Im Fayum hat der eozäne Teil der Folge zahlreiche Haie und Cetaceen *(Zeuglodon)* geliefert. Die oberen, obersteozänen und tiefoligozänen limnisch-brackischen Schichten enthalten verkieselte Treibholzstämme und die berühmte Säugerfauna *(Moeritherium, Palaeomastodon, Arsinoitherium, Hyaenodon, Pterodon,* Anthracotherien, Hyracoiden, Primaten: *Apidium, Parapithecus* und den Gibben-Vorläufer *Propliopithecus)*. Bei Kairo gehört in diese fluvio-marine Folge der „versteinerte Wald" von Mokkatam mit verkieselten Stämmen. Im Oberoligozän finden große Basaltausbrüche statt.

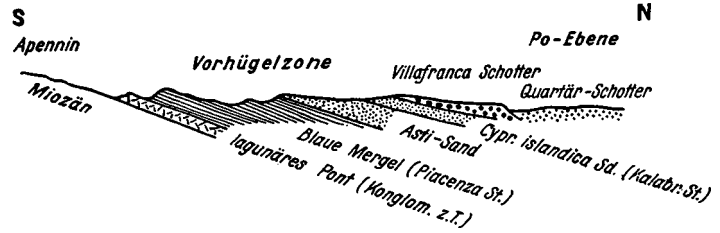


Abb. 203. Das Jungtertiär am Nordsaume des Apennin.

Das marine Eozän setzt über den Sinai nach Palästina und Syrien fort, wo meist Lutet über Kreide übergreift.

Jungtertiär. Das betisch-korsardinische (tyrrhenische) Festland bricht im Miozän weitgehend ein, so daß das Mittelmeer eine breitere Verbindung mit dem Atlantik vor allem südlich der betischen Kette Spaniens erhält (Abb. 182). In Algier-Marokko transgredieren burdigale Sande, die von grauen Mergeln (Schlier) mit *Aturia* bedeckt werden; nach einer Störungsphase folgt ein neuer Zyklus: oberhelvetische Austernsande, Lithothamnien-Kalk (Leitha-Kalk), Braunkohlen mit *Cerithium lignitarum*, kontinentale *Hipparion*-Schichten und gipsführendes Unterpliozän bilden den Abschluß. Nur im Rif greift ein schmaler mariner Golf mit mäotischer Fauna (Sahélien) weiter ins Land ein; diese Schichten wurden später bis 1500 m gehoben. Das höhere Pliozän greift nur in einzelnen Golfen in die heutige Küste Nordwestafrikas ein; dafür bricht im Mittelpliozän die Straße von Gibraltar durch.

Das Miozänmeer greift über die Küsten Korsikas, Sardiniens und der westlichen Apenninhalbinsel über, die Folge bleibt aber hier lückenhaft. Dafür besteht am Ostrande des Apennin eine typische Vorsenke weiter, die aber mit der Faltung nach Osten wandert und bis 4000 m miozäne Sedimente aufnimmt.

Im Piemont (Turin) liegt Burdigal diskordant auf dem Liegenden und besteht aus Grobkalk mit *Lepidocyclina, Echinolampas, Pecten burdigalensis*, der von einem zum Teil schon helvetischen blauen Mergel (Schlier) mit *Aturia* und Pteropoden überlagert wird. Das höhere

Helvet ist regressiv und besteht aus fossilreichen groben Sanden mit alpinen Ophiolith-Geröllen (Superga-Schichten). Dem Torton (Tortona bei Alessandria) gehören blaue Mergel mit der Fauna des Badener Tegels an. Es folgen sarmatische Gipsmergel, grobklastisches Pont und blaue Mergel der Piacenza-Stufe mit reicher Fauna. Östlich davon liegen gelbe fossilreiche Sande der Asti-Stufe und oberpliozäne Flußschotter mit Säugern (Val d'Arno-Fauna) bzw. marine Sande (Villafranca-Stufe). Die Mächtigkeit des Pliozäns erreicht 1500 m; es ist später bis 500 m gehoben worden.

Der Nordsaum des Po-Beckens am Alpenrande zeigt im Vicentin eine gut gegliederte Neogenfolge konkordant über Alttertiär: marines Aquitan (Grobkalk mit *Lepidocyclina, Scutella*), burdigale Molasse, helvetische Sandmergel *(Venus dujardini, Corbula gibba, Natica millepunctata)*, tortone Molassesande *(Ancilla glandiformis, Cardita jouanneti)*, mit Braunkohlen und Konglomeraten abschließend, sind die Hauptglieder. Das Pliozän besteht aus gewaltigen Schottermassen des Po.

Während am Westrand des Apennins ein buchten- und inselreiches Neogenmeer in das aufsteigende Gebirge eingreift, besteht am Ostsaum eine durchlaufende Saumtiefe, die am Gebirgsrand Flyschfazies besitzt; weiter ostwärts herrschen dagegen zoogene Kalke und Kalksandsteine vor und jenseits der Adria (Dinariden) ist die Folge lückenhaft. Die Fortsetzung dieser Saumtiefe in Südsizilien zeigt folgendes Profil: Burdigaler Kalksandstein (Baustein der altgriechischen Kalkbrüche oder Latomien von Syrakus), Gipsformation mit Schwefellagern (? Sarmat), Tripel mit Diatomeen und Congerien (Pont), Foraminiferenmergel (Piacenza-Stufe), gelber Sand (Asti-Stufe). Die Kalabrische Stufe besteht aus fossilreichen Meeressanden, die bis 1000 m gehoben wurden; sie entspricht der Val d'Arno-Stufe *(Mastodon*-Schotter) kontinentaler Fazies und wird heute in das ältere Pleistozän gestellt (S. 560).

Eine tiefere und vollständigere Fazies liegt auf Malta: aquitane Korallenkalke mit *Lepidocyclina;* burdigale Globigerinenkalke und blaue Tone mit *Aturia* und *Pleurotoma* (Schlier); helvetische Sande mit *Heterostegina* und *Clypeaster;* tortone Korallenkalke. Jüngere Schichten fehlen; die pontische Regression ist allgemein.

Über Kreta setzt das miozäne Meer nach Südkleinasien fort.

In der Ägäis sind die Verhältnisse verwickelt. Eine schmale Meeresstraße mit vollständigem Miozän zog von Albanien nach Südosten bis Mittelgriechenland, schwenkte dann als transägäische Furche (S. 610) nach Nordosten zum Golf von Saros ab. Sie ist noch heute an Bruchgräben und großen Meerestiefen erkennbar. Das nordägäische Land nördlich davon wurde im Mäot überflutet (Kalke mit *Ervilia* und *Mactra podolica*), zeigt aber später nur Schotter (Pont) und Paludinen-Schichten (Levantin). Das Marmara-Meer war ein pliozäner See.

Die südliche Ägäis, deren Saum durch Taigetos, Kythera, Kreta, Karpathos, Rhodos zu ziehen ist, war im Miozän Land, über dessen Südrand (Kreta) marines Helvet und Torton übergreifen. Ein unterpliozäner Golf drang dann nordwärts bis Athen vor (Kalke von Trakonaes, Mergel von Piräus). Meist ist aber im Peloponnes, Attika und auf den Inseln das ältere Neogen limnisch (Kumi-Schichten mit Braunkohle), während das Unterpliozän als ein roter Knochenton, d. h. eine mediterrane Roterde mit der Fauna von Pikermi (Attika) entwickelt ist.

Diese Fauna findet sich auch in weißen vulkanischen Tuffen auf Samos und Euböa und führt Hipparionen, Rhinoceroten, Chalicotherium, *Mastodon, Dinotherium,* Giraffiden *(Helladotherium, Giraffa, Samotherium, Palaeotragus)*, Antilopen *(Tragocerus)*, Hyaeniden *(Ictitherium)* und Hundsaffen *(Mesopithecus)*. Die sehr weit verbreitete Fauna hat mehr asiatische als afrikanische Anklänge.

Das Oberpliozän hat in der südlichen Ägäis (Kos, Rhodos) die aus Ungarn bekannte Levantin-Fazies mit Paludinen und *Melanopsis*. Am Golf von Korinth und in Megara ver-

zahnen sich diese Schichten mit brackischen Mergeln der Piacenza-Stufe. Die Asti-Stufe bei Megara ist marin. Der endgültige Zusammenbruch dieses seenreichen Flachlandes erfolgt im Quartär.

Das Südufer des neogenen Mittelmeeres in Nordägypten und Tripolis greift im Burdigal nach Süden vor und hinterläßt die gemischte fluviatil-marine Folge der Moghara-Schichten. Am Roten Meer werden im erythräischen Grabeneinbruch 2000 m miozäner Sedimente gebildet, die über mariner Basis eine Gipsformation mit Salz und Erdöl und dann transgressives Helvet (blaue Mergel und Lithothamnien-Kalk) zeigen. Das Unterpliozän ist regressiv; später dringt ein schmaler Golf ins Nilbecken bis südlich Kairo vor und enthält marine Sande. Weiter im Süden lieferte fluviatiles Oberpliozän reiche Säugerfaunen.

Weiter im Osten war das jungtertiäre Meer schmäler und griff nur wenig auf die heutigen Küsten von Syrien und Palästina über. Von Cypern zog es längs der Südküste Kleinasiens (später um 2000 m gehoben) durch Nordsyrien zu den Euphratquellen (Armenien) einerseits, nach Mesopotamien andererseits. Hier ist die miozäne Salzformation weit verbreitet.

C. Das Tertiär Asiens

Die kaspische Depression ist ein Knotenpunkt innerhalb der eurasiatischen Senkengürtel; hier stoßen die mitteleuropäischen und voralpinen Tiefenstreifen zusammen, und nur eine schmale Landschwelle trennt sie von der Tethys; außerdem mündet hier die Turgai-Straße, die über den Ostural eine Verbindung nach der Arktis herstellte und eine paläogene Ausstülpung nach Turkestan besaß.

In der osturalischen Senke liegen diskordant auf Kreide und Kristallin paläozäne Glaukonitsande, darüber Sandsteine und Kieseltone mit einer alteozänen Fauna. Diese kaum 100 m mächtige kalkfreie Kaltwasser-Serie entspricht der größten Überflutung. Das Oligozän am Ural ist schon regressiv; unten enthält es noch marine Fossilien *(Cyprina perovalis, Fusus multisulcatus)*, oben Kohlensandsteine mit Bernstein und Pflanzen des gemäßigten Klimas. In der Turgai-Straße weiter im Süden ist die unteroligozäne Fauna reicher, das Mitteloligozän ist noch marin und erst oben stellen sich grobsandige Schichten ein. Das Meer zieht sich aus Westsibirien nach Norden und Süden zurück; kontinentale Sande des Oberoligozän-Aquitan enthalten eine Säugerfauna *(Indricotherium, Paraceratherium,* den größten Landsäuger *Baluchitherium)*. Im Miozän sind Floren von europäischem Typus, Unioniden und Viviparen, im Pliozän eine reiche *Hipparion*-Fauna bekannt.

Weiter im Süden ist am Aral-See ein eigenartiges Nebeneinander von nördlicher Fazies und von Nummuliten-Sandsteinen des Tethysbereiches bemerkenswert. Eine grob detritische (mit Liparittuffen!) eozäne und eine tonig-lagunäre (mit Gips) oligozäne Folge greifen bis Semipalatinsk im Osten vor. Weiter im Süden sind in Buchara und in Ferghana Sande und Tone mit *Ostrea multicostata* (Untereozän), Kalke, Tone und Ölsande mit *Ostrea esterhazii* (Mitteleozän), endlich Austern-Sande, Gipstone und Konglomerate (Oligozän) bekannt.

Das Jungtertiär der Aralo-Kaspischen Niederung und des südlichen Turgai-Gebietes ist zum Teil noch marin: Tone und Sande des Burdigals und auch des höheren Miozäns sind hier bekannt. In der Ferghana-Ebene und in den zentralasiatischen Senken überwiegen dann mächtige kontinentale, konglomeratische Serien des Jungtertiärs.

Südlich von der gemischten, nordisch-alpinen Fazies zwischen Krim und Aralsee liegen im Elburs-Gebirge und im Hindukusch trennende Schwellen, welche das vom

Balkan herüberkommende Tertiärmeer aufgliedern. Im Elbursgebirge treten mächtige effusive Magmatite von subsequentem Charakter und Gipse im Oligozän auf. An der Nordküste Kleinasiens ist ein Streifen mediterraner Nummulitenkalke bis Armenien verfolgbar, wo er mit gewaltigen Andesitergüssen in Verbindung steht (Abb. 181). In Transkaukasien ist die Folge zum Teil recht vollständig: Paläozän als Flysch oder Nummulitenkalk; Eozän als Sandstein und Kalk mit Nummuliten und Lepidocyclinen; diskordant darüber Oligozän als sogenannte „Spongiolith-Serie" mit den Mangan-Erzen von Tschiaturi[1]) und als grauer Fisch-Schiefer. Nach KOSSMAT teilt sich diese Zone in Armenien, indem ein Ast nordostwärts zur osturalischen Senke zieht, der andere südlich vom Elburs-Gebirge das zentralpersische Becken mit seinen gewaltigen vulkanischen Ergüssen umfaßt und weiterhin in die Nummulitenkalke des Himalaya fortsetzt (Abb. 204).

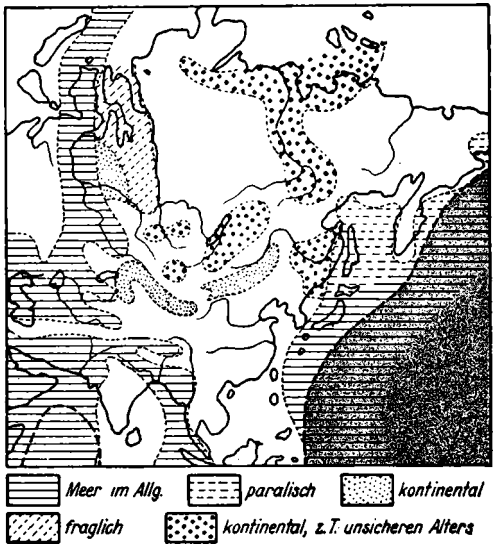


Abb. 204. Das Alttertiär in Asien.

Der südliche Strang des Mittelmeeres zieht von Kreta nach Syrien und weiterhin über Palmyra nach Südpersien und nach dem Golf von Oman. Im Süden schließt daran das Epikontinentalbecken an, dem wir in Ägypten schon begegnet sind. Während aber dort die Folge mehr oder weniger konkordant die Oberkreide bedeckt, ist in Arabien und Palästina meist eine Transgression von eozänem Sandstein und Nummulitenkalk über ältere Schichten zu beobachten. Im Oligozän sind Syrien und Arabien Festland.

In Beludschistan besteht wieder ein vollständiges Alttertiär: über Sanden und Tonen, welche unten *Indoceras* (Dan), oben *Venericardia beaumonti* (Mons-Stufe) führen, folgt die Ranikot-Serie, unten fluviatil (Paläozän), oben marin mit *Nummulites planulatus* (Untereozän); dann folgen Sande und Mergel der Laki-Schichten mit *Nummulites atacicus,* Assilinen und Alveolinen und Kalke der Kithar-Schichten mit großen Nummuliten *(Nummulites gizehensis).* Diskordant folgt flyschartiges Unteroligozän mit *Nummulites intermedius* (Mekran-Serie) und höheres Oligozän mit Lepidocyclinen (Nari-Gruppe). Diese Nummuliten-Schichten ziehen als schmale Furche am Südrande des Himalaya entlang und wurden von Norden durch die Himalaya-Decken überfahren. Anscheinend besteht dann eine kontinuierliche Verbindung über Assam und Burma nach dem Sunda-Bogen (Abb. 204).

In Beludschistan und im Indusgebiet (Leh) treten in den Grenzschichten Kreide-Tertiär basaltische Ergüsse auf (S. 540), welche im Dekkan-Plateau Nordwestindiens eine Ausdehnung

[1]) Das Mangan soll aus der Verwitterung der Augite vulkanischer Gesteine stammen.

von 300 000 qkm, bei einer Dicke bis 2000 m erreichen. Sie wechsellagern mit Süßwasserschichten des Alttertiärs. Wie die vulkanischen Massen Abessiniens umsäumen sie das Einbruchsgebiet des Indik, liegen aber zugleich am Saume des mittelmeerischen Kettengebirgsgürtels (wie im Balkan, Armenien und Persien).

Das Jungtertiär der Südzone wurde S. 613 bis Nordsyrien verfolgt. Ostwärts zieht es über Mossul und Mesopotamien zum Persischen Golf. In den persischen Randketten liegt Aquitan diskordant über Alttertiär; das Burdigal ist hier marin (Euphratkalk); darüber liegt eine übergreifende schlierartige Folge, der Salz-Gips-Formation Ägyptens entsprechend, die in Mesopotamien Hauptträger des Erdöls ist. Höher folgt marines Torton-Sarmat. Das Profil erinnert an die voralpin-subkarpathische Fazies. Marine höhere Schichten (das Pont ist auch hier regressiv) treten nur in Syrien auf. Sonst überwiegen kontinentale grobklastische Schichten (sogenannte „Fars") mit miozänen und pliozänen Säugern. Am Fuße des Himalaya ist die mehrere 1000 m mächtige Konglomerat-, Sand- und Ton-Serie der Siwalik-Hügel bemerkenswert, welche vom Obermiozän bis ins Altquartär reicht und in mehreren Horizonten eine reiche Säugerfauna einschließt. Hier wird die einheitliche Jungtertiärzone des Mittelmeeres nach Osten durch die Himalaya-Faltung abgeriegelt; das Miozän von Burma trägt abweichenden Charakter.

Die alttertiäre Mittelmeerfurche streicht vermutlich nach der Gegend des Sunda-Archipels weiter, obwohl dort ein kontinuierlicher Übergang zwischen Kreide und Tertiär fehlt. Das Alttertiär ist transgressiv und hat meist brackisch-limnische Fazies mit flachneritischen Warmwasser-Einlagerungen. In der Banda-See sind die Verhältnisse wechselvoll mit starken Bewegungen im Eozän. Auf Neu-Guinea ist eine geosynklinale Tiefenfazies des Alttertiärs mit initialen Magmatiten und Radiolariten bekannt. Im Oligozän treten auf Borneo Kohlen auf. Es liegt also dort ein Flachschelf vor; die Geosynklinale lag weiter südlich.

Das Miozän des Malayischen Archipels hat mit dem eurasiatischen Mittelmeer wenig gemeinsam. Riffkalke mit Foraminiferen, die hier ihr Entwicklungszentrum haben (letzte Lepidocyclinen, *Miogypsina, Cyloclypeus)* wechseln mit tiefen Trögen ab, in denen sehr mächtige Folgen mit Erdöl abgelagert werden. Nach einer Faltung im Mittel- und Obermiozän transgrediert örtlich marines Pliozän, welches zum Teil auch gefaltet ist. Ein Zweig dieser Faltungszone streicht nach Neuguinea; der andere biegt auf Borneo nach Nordosten ab und zieht über die Philippinen nach Japan.

An der Ostküste Asiens ist das Alttertiär marin-lagunär. In Japan treten Nummuliten (in Andesittuffen) auf; auf Sachalin enthält die alttertiäre Kohlen-Serie Lagen von Austerntonen. Das Oligo-Miozän ist transgressiv in Japan, Sachalin und Kamtschatka. Das weiter verbreitete Jungtertiär von Formosa, Riu-Kiu und Tokio erinnert an die Foraminiferen-Fazies von Java. Auf Sachalin beginnt das Neogen mit Kohlen; höher folgen marine Sandsteine von nordamerikanischem Typus und dann Basaltbreccien und Tuffe mit lagunären Zwischenlagen und Kohlen, die über Kamtschatka bis Nordostsibirien (Anadyr) reichen und wohl Pliozän sind. Hier liegen sie über pflanzenführendem Eozän mit Vulkaniten *(Taxodium, Sequoia, Acer, Vitis).*

Zwischen Pazifik und Westsibirien ist nur kontinentales Tertiär vorhanden, wobei das Paläogen zurücktritt und nur im Osten durch Kohlensandsteine mit eigenartiger „arktischer" Flora vertreten ist. Jungtertiäre Seebecken-Absätze mit Kohlen haben dagegen in ganz Sibirien vom Altai bis zu den Neusibirischen Inseln weite Verbreitung. Auf den letzteren führen sie *Taxodium, Pinus polaris, Populus arctica.*

In der Mongolei ist eine reiche tertiäre Faunenfolge bekanntgeworden: Paläozäner Ton mit spezifischen Säugern; eozäner Sandstein mit *Titanotherium,* Amblypoden und Insectivoren; oligozäner Ton mit spezifischer Fauna, *Baluchitherium* und Nagern; Miozän mit *Mastodon* und *Rhinoceros;* Pliozän mit *Hipparion* (letzteres auch in China bekannt). Die Mongolei ist die Wiege vieler Säuger-Gruppen und das Ausgangsgebiet der großen Migration nach Amerika über das Gebiet der später entstandenen Beringstraße.

Während die Tertiärfazies Nordasiens noch an das Mesozoikum erinnert, nähert sich die Klimagliederung schon der Gegenwart, da den nördlichen Seen und Mooren mit gemäßigter Flora eine südliche, aridere Steppenzone (Mongolei) gegenübersteht. Das Litoral mit marin-limnischer Wechselfolge lag im Streifen Japan–Beringstraße; die Küste befand sich also weiter östlich als heute.

D. Das Tertiär der Arktis

Auf Spitzbergen ist das Tertiär bis 1200 m mächtig. Über Grundkonglomeraten liegen Sandsteine und Schiefertone mit bauwürdigen Kohlen. Die Flora *(Taxodium, Sequoia)* wurde früher infolge europäischer Anklänge ins Miozän gestellt, ist aber älter, da die brackisch-marinen Einschaltungen eine paläozän-eozäne Fauna führen; die floristischen Besonderheiten sind also klimatisch-zonar zu deuten.

Auf Grönland wiegen im Alttertiär Vulkanite vor; im Westen (Disco-Bucht) überdecken sie lagunäre Oberkreide; im Osten liegt über den Vulkaniten und Syenitstöcken gelegentlich (Scoresby-Sund) noch eine ästuarine Folge von Sandstein und Schiefer mit Pflanzen und marinen Lagen. Die Molluskenfauna ist nach RAVN Untereozän, aber vielleicht höher hinaufreichend. Darüber liegen noch mehrere Generationen von Rhyolith, Basalt und Trachyt. Diese gewaltige grönländische Basaltformation gehört zum vulkanischen Gürtel, der über Island nach Schottland zieht. Die atlantische Spaltenzone setzt also nordwärts in den Skandik fort und ist von mächtigem ästuarinem Paläogen begleitet. Außerhalb dieser Furche ist Tertiär, insbesondere Neogen aus der Arktis kaum bekannt, mit Ausnahme der limnischen Sedimente Nordsibiriens (s. oben) und ähnlicher Ablagerungen in Alaska. Alle diese Gebiete enthalten, wie KOSSMAT betont, eine Flora, die zwar nicht tropischen Charakter besitzt, aber doch auf wärmere Verhältnisse als in der Gegenwart hinweist. Nur in Japan sind anscheinend kältere Pflanzengemeinschaften vorhanden.

E. Das Tertiär Nordamerikas

Die Umrisse des tertiären Nordamerikas sind von denen der Gegenwart wenig verschieden; die erhaltenen Sedimente entstammen Randmeeren des atlantischen bzw. pazifischen Saumes oder limnischen Innen- und Außensenken des Kordilleren-Gebirges.

Am atlantischen Saum zwischen Maryland und dem Golf von Mexiko greift wenig mächtiges flachneritisches Mitteleozän schwach diskordant auf Danien über; die Mergel und Grünsande enthalten *Venericardia densata* (aff. *Venericardia planicosta* von Paris).

Das Eozän am Mexikanischen Golfe ist mächtiger und reicht im Norden bis Texas und Louisiana. Eine Verzahnung mit limnischen Schichten findet im Ästuar des Ur-Mississippi statt. Die fossilreichen Sande des Obereozän sind bis auf (hier früher erscheinende) Lepidocyclinen schwer mit Europa zu vergleichen. Brackische Braunkohlenschichten *(Zeuglodon)* zeigen eine obersteozäne Regression an. Die oligozäne Küste

ist südwärts verschoben: tiefoligozäne Mergel und kattischer Ocala-Kalk mit kleinen Nummuliten, die hier länger erhalten bleiben, gehen nordwärts in das alte Mississippi-Ästuar über. An der Ostküste fehlt Oligozän überhaupt; auch ist dort das Fehlen großer Foraminiferen bemerkenswert.

Dagegen transgredieren an der Ostküste fossilreiche Miozän-Sande und Tone von New-Jersey bis Florida. In Florida sind im Miozän reiche Phosphoritlager (mit massenhaften Haifischzähnen) bekannt. Auch im Golfgebiet greift das Miozän nordwärts vor und verzahnt sich westlich vom Mississippi mit brackischen ölreichen Bildungen, die schon zur Vorsenke des Kordilleren-Systems gehören. Das Öl ist hier an die zahlreichen Salzdome von Texas gebunden. Marines Pliozän ist von Florida bekannt. In Texas ist das Pliozän kontinental und enthält reiche Säugerfaunen mit südamerikanischen Elementen (Edentaten).

An der pazifischen Küste ist der Kontinentalabfall steil und die Transgressionsmöglichkeit daher gering. Seit dem Mesozoikum bestehen einige Längsfurchen (Pugget Sound, Kalifornisches Längstal, Niederkalifornischer Golf), in die das Meer zuweilen eindringt, so daß eine Wechsellagerung mächtiger brackischer und limnischer Folgen entsteht (10 000 m im Ventura-Gebiet!).

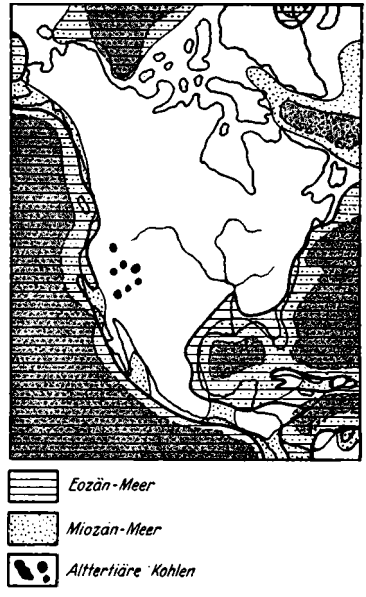


Abb. 205. Das Tertiär Nordamerikas. Nach SCHUCHERT.

Im Pugget Sound-Gebiet von Oregon und Nordkalifornien bilden Eozän und Oligozän mächtige Deltaablagerungen, die bis zu 125 Braunkohlenflöze enthalten; hier erreicht der basaltische Vulkanismus im Eozän beträchtliche Stärke. In Kalifornien liegen diskordant auf Kreide 600 m marine Martinez-Schichten (Oberpaläozän?), darüber 1200 m Tejon-Schichten, marine Mergel und Sandsteine mit brackisch-limnischen Lagen (Eozän, *Venericardia planicosta*). Mit basaler Lücke folgt das weniger weit verbreitete Oligozän (San Lorenzo-Schichten). Das Untermiozän (Monterey-Stufe) ist einige 1000 m mächtig und durch den Reichtum an Diatomeen bedeutsam, auf denen der Ölgehalt dieser Serie beruhen soll. Im Mitteleozän erfolgt eine Bruchbildung, begleitet von vulkanischen Erscheinungen, ja sogar von Granitintrusionen (Kaskadengebirge). Das höhere Miozän und Pliozän ist in einigen Längsfurchen sehr mächtig und besteht aus einer Wechsellagerung fossilreicher mariner und limnischer Schichten. Am Ende des Pliozäns steigert sich die Bodenunruhe zur „Kaskadischen Revolution" (= pasadenischen Phase), deren Nachwirkung bis heute in Erdbeben zu spüren ist.

An den Westküsten Kanadas und Alaskas fehlt marines Alttertiär. Das Gebiet der Beringstraße, die erst im Spätpliozän entsteht, war vordem ein wichtiger Wanderweg kontinentaler Faunen.

Der stratigraphische Vergleich des marinen Tertiärs von Amerika und Europa ist infolge der Verschiedenheit der Faunen schwierig; dagegen sind die Landfaunen enger verknüpft. Da die letzten in Europa mit den marinen Schichten parallelisiert werden können, ist auf diesem Umweg ein Vergleich denkbar; bisher ist er noch nicht restlos

geglückt, weil das biostratigraphisch grundlegende kontinentale Tertiär Amerikas keine Verbindung mit der Litoralfazies der Randmeere besitzt. Es liegt in Innensenken des laramischen Faltenstranges und in seiner östlichen, limnischen Saumsenke. Nur im Süden (Mexiko, Texas) sind die Verhältnisse unseren paralischen Saumsenken ähnlicher. Die große eozäne Transgression im Tethysgebiet überflutete Mittelamerika und trennte die beiden Kontinente der Neuen Welt, deren Landformen nun eine Sonderentwicklung einschlagen, während nun die marinen Faunen des Atlantik und Pazifik in Beziehung zueinander treten.

Die Innensenken des Felsengebirges (parks) sind Großmulden, in denen oft mehrere 1000 m fluviatil-limnischer Sedimente liegen. Eine starke Absenkung während der Sedimentation ist bezeichnend und oft mit kräftigem Vulkanismus verbunden. Die Zugehörigkeit zu den Innen- und Saumsenken eines Faltengebirges wird, wie schon in der Kreide, durch Reichtum an Kohle betont. Der Kohlengürtel setzt nach Kanada und Alaska fort und enthält in den Grenzschichten der Kreide und im Eozän 1860 Milliarden t Kohle (vorwiegend Braunkohle). Die Unterscheidung von Kreide und Tertiär ist trotz der einzigartig reichen Faunen (klassische Arbeiten von H. F. Osborn) nicht immer möglich.

An der Basis des Tertiärs liegt die mächtige (bis 2000 m) Laramie- oder Lance-Serie, unten noch brackisch (Austern usw.), oben limnisch mit Süßwassermollusken. Hier treten neben primitiven Säugern noch Saurier auf. Im Hangenden liegt gelegentlich noch eine marine Schicht ohne Ammoniten, aber mit Mollusken von kretazischem Gepräge. Anscheinend ist das Laramie dem Obersenon (Maastricht) vergleichbar. Diskordant darüber liegen in Wyoming die *Triceratops*-Schichten, deren limnische Mollusken noch an das Liegende anschließen (im wesentlichen Dan).

In den hangenden Fort Union-Schichten fehlen die Saurier, doch sind Säuger noch selten, dagegen tritt eine reiche Flora auf. Ein Äquivalent dieser Folge weiter im Süden sind die Puerco-beds von San Juan in Neumexiko, eine fluviatile Folge mit einer jedenfalls voreozänen Säugerfauna von Multituberculaten *(Ptilodus)*, Creodontiern *(Arctocyon)*, Condylarthren *(Phenacodus)* und Insectivoren. Die oberen Teile haben Beziehungen zu der Fauna von Cernay des Pariser Beckens (Thanet-Stufe).

Das Eozän ist besonders aus einzelnen Becken in Wyoming, Utah und Colorado bekannt. Die Wasatch- oder Wind-River-Schichten mit *Phenacodus, Eohippus*, Amblypoden *(Coryphodon)*, Creodontiern, Primaten sind Untereozän und haben Beziehungen zu Europa (Meudon). Die hangenden Bridger-Schichten (Lutet-Auversien) enthalten *Orohippus*, riesige Amblypoden *(Dinoceras)*, Creodontier und sind durch Einschaltung von Vulkaniten ausgezeichnet. Dem höheren Obereozän gehören die Washakie- und Uinta-Schichten mit Unpaarhufern, ersten Oreodonten, Cameliden und Carnivoren an.

Im Oligozän wandert die Sedimentation in der östlichen Vorsenke nach Osten. In der zugehörigen White-River-Serie unterscheidet man drei Abteilungen: die unteren *Titanotherium*-Schichten, die mittleren *Oreodon*-Schichten und die oberen *Leptauchenia*- oder *Protoceras*-Schichten. Im Montana und weiter im Westen enthalten einzelne oligozäne Becken gewaltige Vulkanitmassen (Trappe des Columbia-Plateaus, John Day-Schichten von Oregon).

Das Miozän von Colorado und Wyoming beginnt mit den Pawnee-Creek-Schichten *(Merychippus, Parahippus, Amphicyon*, Palaeomeryciden, *Diceratherium)*; darüber folgen die Niobrara-Schichten *(Protohippus, Procamelus)* und endlich die Republican-River-Schichten *(Parahippus, Machairodus)*. Starke Faltung (Wyoming, Idaho), Bruchbildung (Nevada, Küstenkette) und gewaltige Plateaubasalt-Ergüsse sind für den Westen Nordamerikas bedeutsam.

Im Pliozän von Montana treten in den Loup Fork- (Ogallala) Schichten *Mastodon, Rhinoceros, Machairodus* und Kamele auf. Dem Oberpliozän gehören die Blancan-Faunen in Idaho, Kansas, Arizona und Kalifornien an; sie verknüpfen das Tertiär mit dem Quartär.

Die Stammreihen der Säuger, insbesondere der Unpaarhufer, zeigen hier eine fast lückenlose Entwicklung. Die riesigen tertiär-diluvialen Aufschüttungen des östlichen Kordillieren-Vorlandes bilden heute niedrige Plateaus; infolge des Trockenklimas sind sie fast vegetationslos und haben durch ihre abenteuerlichen Erosionsformen als „bad lands" Berühmtheit erlangt.

F. Das Tertiär Südamerikas

Das ältere Tertiär ist in Südamerika vor allem in Patagonien verbreitet. Auf kontinentale Sandsteine mit Sauriern (Guaranitische Serie) folgt eine kurzfristige Transgression, die San-Jorge-Stufe oder die Roca- und Salamanca-Schichten. Die Fauna (Austern, Gryphaeen, *Aporrhais, Rostellaria,* leitend *Lahillia louisa* und *Nautilus)* wird ins Danien gestellt, umfaßt aber vielleicht noch die Mons-Stufe. Vermutlich altersgleich sind die Schichten von Maria Farinha bei Pernambuco und vom Rio Malargue in Argentinien, deren Fauna aber abweicht, was IHERING durch eine Querschwelle nach Afrika erklärt. Darüber liegt kontinentales Eo-Oligozän mit Säugetieren.

Die tiefsten *Notostylops*-Schichten enthalten neben der namengebenden, spezifisch südamerikanischen Notoungulaten- *(Notioprogonia-)* Gattung Diprotodonten, Polyprotodonten (Borhyaeniden), die zum Teil an das Paläozän Nordamerikas erinnern und für eine Landverbindung sprechen. Die Fauna der jüngeren *Astraponotus-* und der *Pyrotherium*-Schichten hat endemischen Charakter: neben Marsupialiern treten vor allem fortgeschrittene Notoungulaten (Typotherien, Notohippiden), Astrapotherien und Pyrotherien auf; die beiden letzten spielen die Rolle der nordamerikanischen Amblypoden und Uintatherien. Die Edentaten sind durch *Hapalops* und Verwandte vertreten. Die Nager beginnen mit den Hystricomorpha im Oligozän. Die Halbaffen und Insectivoren spielen noch keine Rolle. Proboscidier und Hyracoiden sind nicht vorhanden.

Zum Oberoligozän-Untermiozän gehört nach WILCKENS die patagonische Molasse, eine transgredierende marine Folge von Konglomeraten, Sandsteinen und Grünsanden mit reicher Fauna, welche Beziehungen zu Neuseeland besitzt, aber noch ältere Typen der San-Jorge-Gruppe führt. Jünger sind die landeinwärts verbreiteten Santa-Cruz-Schichten mit reicherer Notoungulaten-Fauna. Dann folgt an der Ostküste (Parana) eine jungmiozän-altpliozäne marine Transgression (Entrerios-Schichten) mit atlantischer Fauna, landeinwärts in die kontinentalen Parana-Schichten übergehend, welche schon rezente Formen führen und Beziehungen zu Nordamerika haben. Die im Miozän unterbrochene Landverbindung nach Norden wurde also wiederhergestellt. Noch jünger sind die „araukanischen" marinen Schichten und die kontinentale Monte-Hermoso-Stufe mit *Typotherium,* dem ersten *Toxodon* und vielen lebenden Gattungen.

An der Westküste ist in Nordperu eine reichgegliederte Miozänfolge von flyschartigem Charakter mit reicher Molluskenfauna bekannt, die vielleicht ins Pliozän hinaufgeht. In Chile gehören ins Miozän die Braunkohlen-führenden Novidad-Schichten mit atlantischer Fauna, ins Pliozän die Coquimbo-Schichten mit pazifischen Elementen.

G. Das Tertiär Afrikas

An der Westküste sind eozäne Nummulitenkalke aus Senegal und ästuarines Eozän mit Braunkohle aus Nigeria bekannt. Anscheinend haben hier zwei Meeresarme eine oberguineische Landmasse umfaßt und reichten bis zum Tschad-See (Seeigelschichten). Das Meer setzte über die zentrale Sahara bis Tripolis fort und zerlegte Afrika in mehrere Kontinentalkerne. Aus dem jüngeren Tertiär sind Kalke mit Lithothamnien und Lepidocyclinen von den Kanaren, Azoren und von Angola bekannt. Es ist wohl Burdigal, desgleichen wie die kontinentale Folge Tanganykas mit endemischen Säugern.

Im Innern treten kontinentale (? paläozäne) Schichten mit Reptilien von mesozoischem Typus in Kongo auf. Westlich vom Rudolfsee und am Viktoriasee sind altmiozäne (?) Binnenabsätze in Verbindung mit Vulkanismus und Grabenbildung bekannt. Sie enthalten Antracotherien, Suiden *(Listriodon), Mastodon angustidens, Dinotherium,* Lagomeryciden *(Climacoceras)* und (im und am Kavirondogolf) viele Primaten *(Proconsul, Sivapithecus, Limnopithecus* und niedere Affen). Endpliozäne und ältestquartäre vulkanische Tuffschichten mit Hipparionen, Elefanten *(Archidiskodon), Mastodon arvernensis, Dinotherium,* Suiden, Hyaeniden und *Meganthropus* (?) liegen auf der alten Einebnungsfläche der Serengeti-Steppe und in der Oldoway-Schlucht. Am Edward-See sind entsprechende Schichten mit *Stegodon* vorhanden.

Im Osten Afrikas greift die alttertiäre Transgression des Mittelmeeres weit nach Süden vor. Im Eozän war ein großer Teil Arabiens überflutet. Auf Sokotra liegen Alveolinen- und Nummuliten-Kalke konkordant auf Kreide; dieselbe Folge erscheint auch an der Küste von Aden, in Kenya und Tanganjika und auf Madagaskar. Vertreten ist vor allem das Mitteleozän; in Tanganjika reicht aber bei Lindi die Folge nach KRENKEL vom Untereozän bis ins Obereozän. Im allgemeinen ist das Oligozän selten; im Altmiozän erscheinen Seeigelbreccien und Grobkalke mit Lepidocyclinen, die auf Madagaskar mit Basalten und Tuffen verknüpft sind. Im Neogen nähern sich die Umrisse schon der Gegenwart, während im Paläozän die Barre Madagaskar–Indien wohl noch bestand. Aus dem Pliozän sind nur gehobene Korallenriffe in der Küstenzone bekannt.

In das Tertiär und Quartär fällt die Bildung der Ostafrikanischen Grabenbrüche, welche nordwärts bis Palästina fortsetzen. Dieser Bruchbildung ging (insbesondere in Abessinien) die Bildung großer Basaltdecken voraus. Die vulkanische Förderung reicht aber bis zur Gegenwart.

H. Das Tertiär Australiens und des Südpazifik

Im Westen und Süden Australiens und in Tasmanien werden zwar Nummulitenschichten erwähnt, doch ist die Eingliederung der endemischen Faunen nicht sicher. Der im wesentlichen kretazische Desert-Sandstone von Queensland kann in das Alttertiär hinaufreichen; die hangenden gewaltigen Basaltdecken haben sicher tertiäres Alter. Auf Neuseeland beginnt das Eozän mit Braunkohlenschichten, auf Neu-Kaledonien mit Konglomeraten. In beiden Gebieten liegen darüber Kalke mit Nummuliten

	Mitteleuropa		Südeuropa		Säugetierfaunen
	Stufe	Fauna	Stufe	Fauna	
Oligozän	Kattische Stufe Ob. Oligozän	*Planorbis cornu* *Plebecula ramondi* — *Terebratula grandis* *Echinolampas kleini* *Cyrena convexa* *Cerith. margaritaceum* *Hydrobia dubuissoni*	Schio-Schichten	*Lepidocyclina* Kl. Nummuliten	wie unten, auch *Rhinoceros minutus*, *Lophiomeryx*
	Stampien = Rupel-Stufe (Septarienton u. Meeressand) Mittl. Oligozän	*Fusus multisulcatus* *Leda deshayesi* *Axinea obovata* *Ostrea cyathula* *Perna sandbergeri* *Pitaria incrassata* *Cyprina rotundata* *Amphisyle, Meletta*	Castel-Gomberto-Schichten	*Numm. vascus*	*Halitherium*, sonst wie unten
	Tongrische Stufe = Sannoisien = Lattorf-Stufe Unt. Oligozän	*Nummulina germanica* *Fusus elongatus* *Ostrea ventilabrum* *Cyrena semistriata* *Cyrena convexa* *Nystia duchasteli* *Sphaeroma margarum*	Sangonini-Schichten	*Numm. intermed.*	Fauna v. Ronzon u. Brie: *Elotherium magn.*, *Paloplotherium min.*, *Anthracotherium*, *Hyopotamus*, *Perather.*, *Hyaenodon*, *Aceratherium*, *Plesiomeryx*
Eozän	Ludische Stufe Ob.Ob.-Eozän	*Pecten corneus* *Pholadomya ludensis* *Numm orbignyi*	Priabon-Stufe	*Orthophragmina*, *Globigerina* *Numm. fabiani* *Cerithium diaboli*	Fauna v. Montmartre: *Palaeotherium magn.* u.a. *Anoplotherium comm.*, *Xiphodon gracile*, *Choeropotamus*, *Anchilophus*
	Barton-Stufe Mittl. Ob.-Eozän	*Numm. prestwichi* *Cyclostoma mumia* *Lymnaea longiscata*			
	Auvers-Stufe Unt. Ob.-Eozän	*Numm. variolarius* *Planorbis similis* *Cerithium mutabile*	Ronca-Schichten	*Numm. variolarius*	
	Lutet-Stufe Mittel-Eozän	*Planorbis pseudammoneus*, *Potamides lamarcki* *Lymnaea michelini* *Orbitolites complanatus* *Cerithium giganteum* *Numm. laevigatus* *Maretia omaliousi*	San Giovanni Illarione-Schichten Mte. Bolca-Stufe	*Numm. gizehensis* *Numm. millecaput* *Numm. perforatus* *Assilina exponens* *Conoclypeus* *Numm. laevigatus* *Numm. lamarcki*	Geiseltal-Fauna: *Propalaeotherium*, *Lophiodon*, *Paloplotherium*, *Dichobune*, *Coebochoerus*, *Adapis*, *Necrolemur*
	Ypern- oder London-Stufe Unt. Eozän	*Numm. planulatus* *Cyrena gravesi* *Natica hantoniensis* *Pholad. margaritacea* *Cyprina planata* *Xanthopsis leachi* *Ostrea rarilamella*	Spilecco-Stufe	*Velat. schmiedeli* *Numm. planulatus* *Numm. elegans* *Numm. atacicus* *Numm. bolcensis*	*Proviverra*, *Hyaenodictis*, *Plesiadapis*, *Lophiodon*
Paläozän	Sparnacium — Thanet-Stufe — Mons-Stufe	*Ostrea bellovacina* *Cerithium variabile* — *Cyprina lunulata* *Cyprina scutellaria* *Pholadomya koninckii* *Cyprina morrisi* — *Physa montensis* *Cerithium montense* *Cidaris tombecki*	Liburnische Stufe	Alveolinen, sonst meist limnisch mit *Physa*-Arten	*Pachyaena*, *Coryphodon*, *Hyracotherium* Multituberculaten und Creodontier *(Neoplagiaulax)*

Das Paläogen (Alttertiär) in Europa

	Stufen	Nordsee-umrahmung und Nordfrankreich		Wirbellosen-Fauna	Süddeutschland Wiener Becken Nordbalkan		Mittelmeer	Säugetier-Faunen
Pleistozän	Villafranca-Stufe = Unter-Icenian	Norwich-Crag		*Astarte borealis; Mactra subtruncata*	Flußschotter		Kalabrische Stufe (Muschelsande)	Val d'Arno-Fauna: *Hyaena arvernensis, Machairodus, Elephas meridionalis, Rhinoceros etruscus, Trogontherium cuvieri, Equus stenonis, Bos, Cervus; Tapirus, Mastodon* u. *Ursus* wie unten
Pliozän	Asti-Stufe (Red Crag)	Butley-Crag Newbourn-Crag	Kaolinsand	*Vivipara sturi* u. and.; *Mactra constricta, Cardium groenlandicum*	Obere *Paludinen*-Schichten	Levantin	Marine Sande und Tone	*Hyaenarctos, Felis christoli, Ursus arvernensis, Hipparion crassum, Tapirus arvernensis, Rhinoceros* u. *Mastodon* wie unten
		Scaldisien Poederlien = Walton-Crag		*Vivipara notha* u. and.; *Corbula gibba, Chrysodomus contrarius*	Mittlere Paludinen-Schichten = Dazische Stufe			
	Piacenza-Stufe	Coralline-Crag	Limonitsand	*Vivipara bifarcinata* u. and.; *Mactra trigonalis*			Foraminiferen-Mergel und Sande	Cetaceen, *Mastodon arvernensis, Rhinoceros leptorhinus, Tapirus, Hipparion, Palaeomeryx*
		Diestien		*Vivipara neumayri; Pecten tigerinus, Isocardia cor.*	Untere Paludinen-Schichten			
	Pont	Glimmersand von Sylt		*Helix chaixi, Cepaea christoli, Bithynia tentaculata. Lymnaea, Hydrobia, Melanopsis narzolina, Nassa michaudi; Unio atavus*	Belvedere-Schotter		Klastisch und limnisch, in Sizilien Tripel	Fauna von Pikermi: *Hipparion gracile, Rhinoceros schleiermacheri, Machairodus, Mastodon longirostris, Dinotherium giganteum, Helladotherium, Sivatherium*
	Mäot			*Congeria subglobosa* u. and.; *Monodacna, Didacna, Valenciennesia*	Congerien-Stufe			
Miozän	Sarmat	Faluns von Anjou	Subsudetische Braunkohle	*Cepaea sylvestrina, Gyraulus multiformis, Cerithium pictum; Mactra podolica, Ervilia podolica*	Cerithien-Schichten	Süßw.-Kalke v. Steinheim usw.	Gipsmergel, Schwefel in Sizilien	Fauna v. Steinheim u. St. Gaudens: *Rhinoceros minut., Aceratherium incis., Palaeomeryx, Choeropotamus steinheimensis; Dinotherium* und *Mastodon* wie unten
	Torton	Glimmertone	Faluns v. Tour	*Cepaea silvana; Natica helicina, Fusus distinctus Pecten cristatus, Axinea pilosa, Panopaea menardi, Arca diluvii, Seeigel, Bryozoen*	Leitha-Kalk / Badener Tegel	Obere Süßw.-Molasse	Tegel-Fazies	Fauna von Simorre und Grive-St. Alban, der unteren Folge ähnlich
	Helvet	Reinbeker Stufe	Sologne-Sande	*Oncophora partschi, Hydrobia semiconv., Natica koeneni, Nassa tenuistr., Pyrula condita, Fusus abrupt., Proto cathedr., Conus dujardini; Unio eseri, Corbula gibba, Cardita jouan., Nucula basendoncki*	Grunder Schichten	Berner Molasse bzw. Graupensand	Sande	Sansan-Fauna: *Aceratherium incisivum, Rhinoceros sansaniensis, Palaeomeryx, Dicroceros, Dinotherium giganteum, Mastodon* u. andere, wie unten
		Braunkohlen			Schlier		Schlier-Fazies	
		Hemmoorer-Stufe				Zweite Mediterranst.=Vindobon		
	Burdigal	Mainzer Becken: Landschnecken-Kalke	Orleans-Sande	*Melania escheri, Melanopsis citharella, Turritella turris, Ancilla glandiformis; Pecten solarium, P. praescabriusculus, Ostrea crassissima*	Eggenberger Schichten Gaudendorfer Schichten Loibersdorfer Schichten	Obere Meeres-Molasse	Grobkalke und Sande mit Seeigeln und *Lepidocyclina*	Orleans-Fauna: *Steneofiber, Amphicyon, Anchitherium aurelianense, Aceratherium, Diceratherium, Brachyodus onoid., Choerotherium, Mastodon angustidens, Dinotherium cuvieri, Pliopithecus*
	Aquitan	Hydrobien-Schichten	Vierländer St.	*Plebecula ramondi, Cepaea rugulosa, Helix aureliaensis, Lymnaea pachyg., Hydrobia inflata. Potamides lamarcki, Cerithium submargaritaceum, Nassa meyni, Fusus pereger, Corbicula faujasi, Dreissensia brardi*	Cyrenen-Mergel Promberger Schichten Cyrenen-Mergel	Unt. Süßwasser-Molasse	Erste Mediterran-Stufe	Fauna St. Gerand-le-Puy: *Amphiperatherium rhodanicum, Didelphys, Amphicyon lemanensis, Paratapirus, Aceratherium lemanense, Chalicotherium, Diceratherium, Brachyodus, Amphitragulus*
		Cerithien-Kalk	Molter-Sande				Lücke, limnisch oder Grobkalk mit *Lepidocyclina* und Seeigeln	
		Corbicula-Mergel	Gätinais-Mol.					

Das Neogen (Jungtertiär) in Europa

und Lithothamnien. Die Verbreitung des Oligozän ist geringer; in Victoria wurden vermutlich in dieser Zeit mächtige Braunkohlenflöze gebildet; sie sind mit Basaltergüssen verknüpft.

Miozän ist in Südaustralien als Kalk mit *Lepidocyclina, Amphistegina, Aturia, Spirulirostra* weit verbreitet und dürfte mit ähnlichen Schichten auf Neu-Guinea und mit der Sunda-See in Verbindung stehen. Auf Neuseeland hat das marine Miozän Beziehungen zur Molasse Patagoniens. Eine starke Beteiligung von vulkanischen Gesteinen ist für die Nordinsel bezeichnend und auch sonst im Pazifik verbreitet. Marines Pliozän liegt auf Neuseeland zum Teil sehr hoch (junge Hebung).

Die Antarktis zeigt viele Beziehungen zu Südamerika; auf der Seymourinsel besteht eine Wechsellagerung von *Zeuglodon*-Schichten, Pflanzen-Tuffen, marinen Sandsteinen und Schichten mit Pinguin-Knochen, die an die patagonische Molasse erinnert.

3. Gesamtbild der Tertiärzeit

Epirogenese. Weltweit verbreitet ist die marine Regression an der Grenze von Kreide und Tertiär. Eine lückenlose marine Übergangsfolge ist höchstens aus Teilen der südlichen Tethys (Beludschistan, Oberägypten, Algier-Marokko) bekannt. Die Landverbindungen als Folge dieser Regression werden durch die Beziehungen zwischen den alttertiären Landsäugern Europas und beider Amerikas unterstrichen.

Das Eozän ist meist transgressiv mit Hauptüberflutung im Mitteleozän; das gilt besonders für die Tethys, ihren südlichen Vorschelf, für Nordamerika und für das Anglopariser Becken und erklärt die Unterbrechung des Landfaunenaustausches. Im außeralpinen Mittel- und Osteuropa fällt dagegen die Hauptüberflutung ins Unteroligozän, d. h. in eine Zeit, wo im Mittelmeergebiet die pyrenäische Faltung regressive Tendenzen einleitet; vielleicht haben die dort verdrängten Wassermassen den nördlichen Vorschelf überflutet.

Im Neogen sind allgemeine Bewegungstendenzen weniger deutlich; immerhin haben Transgressionen im Helvet-Torton und Regressionen im Pont weite Verbreitung. Letztere führen zur Einwanderung afrikanischer Säuger *(Mastodon,* Giraffen) nach Europa und zu einem Faunenaustausch zwischen Nordamerika und Asien (Pferde, Kamele). Die Hebung des Mittelamerikanischen Isthmus führt zu einer Wechselbeziehung beider Amerikas: Faultiere und Gürteltiere wandern nach Norden, Raubtiere (Jaguar, Puma) nach Süden. Im Pliozän des Mittelmeergebietes sind transgressive Tendenzen in der Piacenza-Stufe und regressive in der Asti-Stufe bemerkbar. Die letzteren könnten schon mit der einsetzenden Eiszeit, d. h. mit der Bindung des Wassers an die Inlandeis-Kalotten, zusammenhängen.

Das geographische Weltbild des Alttertiärs ist dem der Kreide nicht unähnlich, insbesondere in der Zeit nach der eozänen Überflutung. Es besteht noch ein kompakter Kontinentalblock der Nordhalbkugel, dessen südlicher Saum gelegentlich überflutet ist und der eine wechselnde Quergliederung zeigt; das äquatoriale Mittelmeer hat noch ähnliche Umrisse wie in der Kreide; die Südkontinente besitzen einen weithin überfluteten nördlichen Saum und sind deutlicher in Teilblöcke aufgelöst. Im Jungtertiär

wird das Bild anders: in den Nordkontinenten löst sich das Meer in einzelne brackisch-limnische Becken auf, während die Querfurche des Atlantik bestimmend wird. Auch das Mittelmeer zerfällt in Teilbecken (pannonisch, dazisch, euxinisch, aralokaspisch usw.). Die Südkontinente gleichen sich fortschreitend den heutigen Umrissen an.

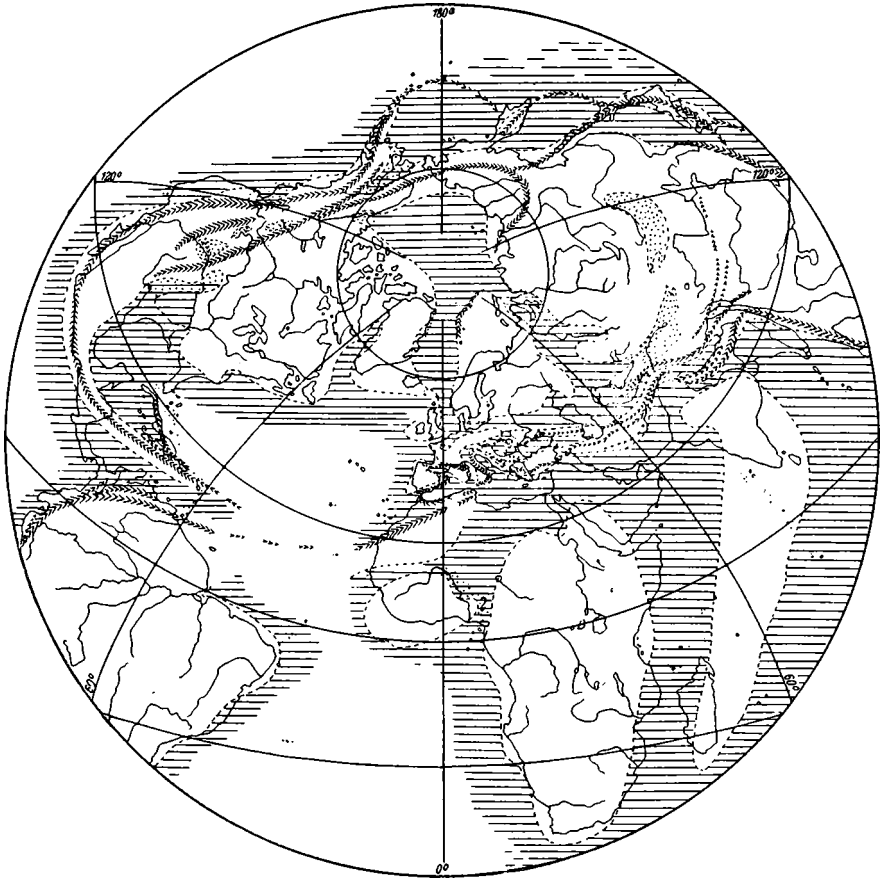


Abb. 206. Weltkarte des Mitteleozäns mit den tertiären Faltengebirgen (schraffiert); horizontale Schraffur Meere, Punkte Kontinentalablagerungen. Nach F. KOSSMAT.

Im Nordblock bestehen die schon in der Kreide bekannten Querfurchen Nordsee-Skandik und Kaspi-Ostural im Alttertiär weiter (Abb. 181); aber nur die letzte greift, und auch nur kurz, bis zum Mittelmeer durch. Zwischen beiden vermittelt die norddeutsch-südrussische Niederung, die aber meist nicht von durchgehendem Meere, sondern von limnischen Teilbecken mit Braunkohle bedeckt ist. Diese Niederung hat im Osten (Kaspi) direkte Beziehung zum Mittelmeer, während im Westen zwischen beiden der mitteleuropäische Rücken liegt, der allerdings durch tektonische Senkungszonen in N-S-Richtung (Limagne, Rheingraben) zerlegt wird.

Die Fazies der „Zirkumfennosarmatischen Senke" ist im Eozän durch Kaltwassersedimente (Ton, Glaukonit, Kieselton) ausgezeichnet, die an das „boreale" Mesozoikum erinnern; nur

an den vor nördlichen Strömungen geschützten Stellen (Pariser Becken) treten Kalksandsteine mit reicher Fauna auf; doch bleiben die „mediterranen" Nummuliten selten und klein. Eine oberoligozäne Bruchbildung leitet den Zerfall dieses Senkengürtels ein, von dem nur das Nordseebecken als größeres Maringebiet übrigbleibt. Die anderen Teilbecken haben Braunkohlen im Norden, Süßwasserkalke im Süden.

Ein wichtiges Merkmal des beschriebenen Senkengürtels ist der intensive basaltische bzw. atlantische Vulkanismus in der Nordsüdzone Grönland-Island-Schottland und am Südrande (Zentralplateau, Rheinisches Schiefergebirge, Süddeutschland, Böhmen, Sudeten, Wolhynien). Auch im Nordural ist er bekannt. Er beginnt im Eozän (Schonen), hat Höhepunkte im Katt und Sarmat, dauert aber bis in das Quartär an.

Es muß noch bemerkt werden, daß ein alttertiärer Atlantik zwischen Kanada und Schottland-Grönland nicht sicher belegt ist, da marine Faunen erst südlich einer Linie Ärmelkanal-New York auftreten; auch die Landfauna deutet auf kontinentale Verbindung; der Nordatlantik mag also erst im Neogen entstehen, wobei wiederum im Skandik und in der Arktis marines Neogen fehlt.

Außer der geschilderten Senke sind in dem großen Komplex der Nordkontinente zwei Sedimentationszonen bedeutsam: der Rand der zentralasiatischen Gebirge und die „Midkontinent Region" Nordamerikas mit der laramischen Vorsenke; die Ähnlichkeit beider wird durch die neuen mongolischen Säugerfunde betont. Die pazifischen Ränder dieser Kontinentalmasse in Ostasien und Nordamerika haben ähnliche litoral-ästuarine Fazies mit Kaustobiolithen und bedeutendem pazifischem Vulkanismus.

Das äquatoriale Mittelmeer bildete im Alttertiär noch einen durchlaufenden Gürtel von Mexiko über Gibraltar und den Südsaum Eurasiens bis zu den Sunda-Inseln, Neu-Guinea und Neuseeland. Alte Massive (Südantillen, Tyrrhenis, Mittelbalkan, Kleinasien) zerlegten die Tethys in einzelne Stränge. Nach einer starken Verengung im Paläozän (besonders im Norden) transgredierte Mitteleozän weit über die Vorschelfe im Norden und Süden. Bemerkenswert ist vor Beginn der eozänen Transgression eine weite Ausbreitung von Kalkalgenrasen *(Lithothamnien)* in der Tethys (Nach TERMIER). Die Fazies ist nicht typisch geosynklinal: die bezeichnenden neritischen Nummulitenkalke bedecken ohne deutliche Grenze auch den südlichen Vorschelf; sie entsprechen Schwellen, denen lokalisierte Senken mit Flysch-Fazies gegenüberstehen, in denen eine starke Senkung durch bedeutende, aber bathymetrisch sehr wechselnde, orogene Sedimentation kompensiert wird.

Im Oligozän ändern sich die Verhältnisse: das Aufsteigen der Kettengebirge zerlegt die Mittelmeersenke in einen nördlichen Molassetrog (Vorsenke), welcher vom Golf von Biskaya über das Rhônetal, die Mittelschweiz, Oberbayern, das Karpathenvorland und das Krim-Kaukasus-Vorland nach der Ferghana zieht und dort blind endet, und einen südlichen Bereich von Gibraltar bis Syrien und Mesopotamien. Östlich von Vorderindien besteht nur ein neogener Streifen (Sunda-Inseln), der eher den Charakter einer Geosynklinale trägt und sowohl zu Neuseeland, als auch zu Ostasien Beziehungen hat. In Amerika zeigt das Karibische Meer ähnliche Verhältnisse.

Die Schicksale beider Bereiche sind verschieden. Der nördliche zeigt meist die typische Dreigliederung der Molasse (Kalke am Nordrand, Sandsteine und Tone im Inneren, Konglomerate am Südrand) mit häufigem Wechsel mariner, brackischer und limnischer Fazies und mit Kaustobiolithen (Kohle, Erdöl). Wandern der Beckenachse nach Norden, Zerfall in Teilbecken und endgültige Heraushebung im Obermiozän sind bezeichnend.[1])

Der südliche Bereich ist vorwiegend marin und wird durch zoogene Kalke und große Foraminiferen gekennzeichnet; nur im südlichen Vorlande der persischen Ketten und des Himalaya nimmt er Molassecharakter mit Erdöl (Mesopotamien) und mit kontinentalen

[1]) Letztere mit Ausnahme des Ponto-Kaspischen Gebietes.

Schichten (Siwalik) an. Kennzeichnend ist der Vulkanismus: die nördliche Vorsenke ist arm am Vulkaniten, die erst weiter im Norden häufiger werden. Dagegen erreicht der Vulkanismus am Innenrande der Gebirge und in den Bruchgebieten der südlichen Senke große Stärke (Dekkan-Plateau S. 614).

Die Südkontinente waren schon zu Beginn des Tertiärs in die Hauptschollen Südamerika, Afrika, Madagaskar-Indien, Antarktis und Australien zerlegt; es sind daher nur randliche Transgressionen über diese bekannt, wobei die Nummulitenfazies an der Ostküste Afrikas viel weiter südwärts reicht als im Westen. Der Zerfall geht im Neogen weiter; der Atlantik vertieft sich, der Indik wird durch Einbruch der Schwelle Madagaskar–Indien zu einem einheitlichen Raum umgestaltet. Dieser Zerfall wird betont durch die gewaltige Bruchbildung in Ostafrika und durch die enormen Mengen von „Plateaubasalt" im Dekkan, in Abessinien, Queensland usw.

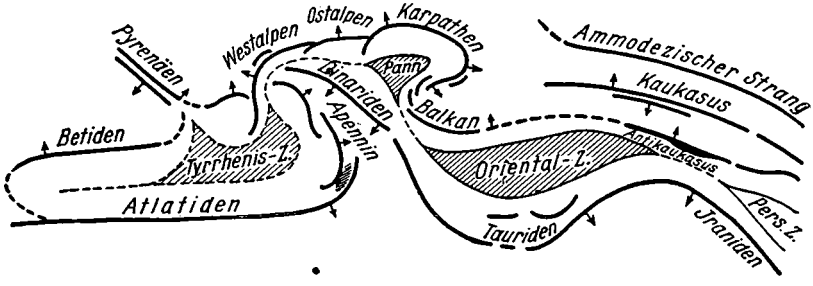


Abb. 207. Anordnung der tertiären Faltenstränge in Europa. Die Pfeile geben die Bewegungsrichtung (Vergenz) an. Schraffiert eingeschaltet starre Massen oder Zwischengebirge. Zum Teil nach KOBER.

Tektogenese. Das Tertiär ist eine Zeit grundlegender Veränderung des Erdreliefs. Es entstehen die Falten und Deckenüberschiebungen des eurasiatischen Gebirgsgürtels, gefolgt von der Umprägung zu Hochgebirgen; zugleich werden die angrenzenden Schelfe durch Bruchfaltung und durch mehrfachen Wechsel von Einebnung und Reliefbildung zum heutigen Landschaftsbild umgeformt; schließlich werden die Kontinentalkerne an großen Bruchzonen zerspalten, aus denen vulkanische Schmelzen aufquellen. Diese Bewegungen sind nach STILLE episodisch; man unterscheidet folgende Phasen:

laramisch (2 bis 3 Unterphasen); Dan-Mons-Stufe,
pyrenäisch; Obereozän-Unteroligozän, vielleicht schon im Mitteleozän beginnend,
helvetisch; mitteloligozän[1]),
savisch; Oberoligozän-Aquitan,
streirisch; (2 Unterphasen); vor und nach dem Helvet,
attisch; zwischen Sarmat und Pont,
rhodanisch, wallachisch und pasadenisch; im bzw. am Ende des Pliozän.

Die alpidischen Faltenzonen Eurasiens sind an die mediterrane Geosynklinale und ihre von der Faltung überwältigten Ränder gebunden. Der Verlauf ist in Europa komplizierter als in Asien.

[1]) Auf Grund der Zugehörigkeit der unteroligozänen Sandstein-Dachschiefer-Serie zum Gebirge, der oberoligozänen roten Molasse zur Vorsenke festgelegt. Nach CADISCH und anderen die Hauptfaltung der Schweizer Alpen.

Ein Mittelpunkt der europäischen Alpiden ist der Golf von Genua, von wo die einzelnen Faltenstränge wirbelförmig auseinandergehen. Nach Westen streichen die in der pyrenäischen Phase entstandenen provenzalischen Falten mit Nordvergenz, welche in die Pyrenäen fortsetzen, wo aber ein zweiseitiger Bau mit Überschiebungen gegen das Ebrobecken im Süden und das Aquitanische Becken im Norden herrscht; die Struktur ist indessen unsymmetrisch, da die Überschiebungen nördlich der Zentralzone größere Förderweite haben. Der Faltenbau klingt am Südrande des Golfes von Biskaya aus.

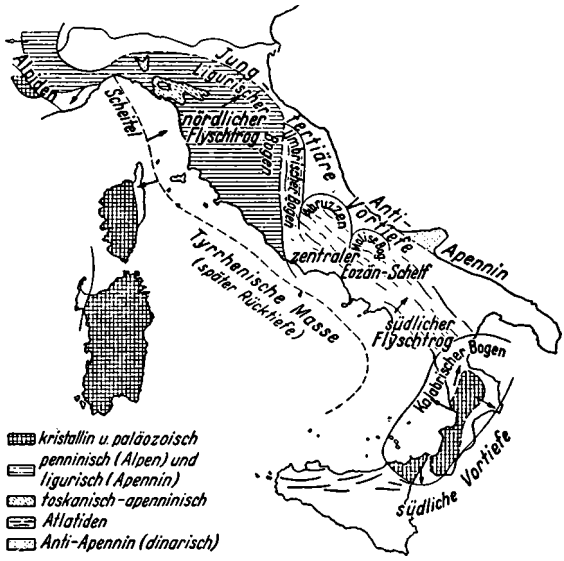


Abb. 208. Die tektonischen Einheiten der Apennin-Halbinsel.
Nach TEICHMÜLLER & BEHRMANN.

Der zweite vom Golf von Genua ausgehende Faltenstrang ist der nach Südosten abzweigende Apennin (Abb. 208). Der nördliche Apennin zeigt Deckenbau: über eine autochthone, toskanidische Einheit sind von Westen mesozoischer Flysch und Grünschiefer der ligurischen Decken geschoben. Der Zentral- und Südapennin besteht aus ± autochthonen Falten bei gleichbleibender Ostvergenz. Die Außensenke in Ostitalien mit mächtigem Tertiär wandert nach Osten. Der Deckenbau ist voroligozän, die Faltung der Außengebiete savisch, weiter im Osten noch jünger. Die kristallinen Innenteile mit Resten westvergenter Gegenketten in Korsika und Sardinien sind im Spättertiär eingebrochen, wovon noch heute die Erdbeben und der Vulkanismus Westitaliens zeugen. Um diese versunkene Kernmasse schwenkt der Apennin in Kalabrien und Sizilien nach Süden, Südwesten und Westen um. Das pilzförmig herausgepreßte ältere Gebirge Kalabriens wird im Nordwesten von den ausklingenden Apenninfalten, im Süden von einem neuen Faltenstrang umfaßt, der über Sizilien nach Algier und Marokko weiterzieht. Hier sind aber eigentlich nur das schwächer gefaltete südliche Vorland (Mittel- und Hauptatlas) und die Randketten (Rif) sichtbar, während die

zentralen Teile im Mittelmeer versunken sind. Der Bogen von Gibraltar wird von einigen als Faltenschlinge des nach Norden zurückbiegenden Gebirges, von anderen als Achsensenkung nach Westen aufgefaßt. Jedenfalls liegt in Südspanien, in der betischen Kordillere (Sierra Nevada) wieder ein ONO streichendes tertiäres Faltensystem mit bedeutenden Überschiebungsdecken, die nordwärts gegen die Vorsenke des Guadalquivir bewegt wurden; die Außenfalten sind bis zu den Balearen verfolgbar.

Der dritte vom Golf von Genua ausstrahlende Faltenstrang sind die Alpen, welche im Fortstreichen nach Norden, Nordosten und später nach Osten zunehmende Komplikation zeigen (Abb. 209).

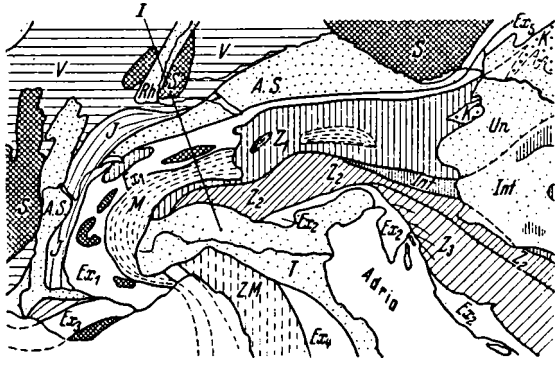


Abb. 209. Gliederung des alpinen Stranges. Nach KOBER. *V* Vorland mit alten Massiven (*S*); *AS* Außensenke; *J* Juragebirge; Ex_1 Externiden-helvetische Zone mit kristallinen Zentralmassiven; *M* Metamorphiden-penninische Zone, dazu Unterengadiner Fenster und ? Tauern; Z_1 Zentraliden — nördliche Kalkalpen + ostalpines Kristallin; *Int* Interniden — Karnische Alpen + Ungarisches Mittelgebirge; Z_2 Zentraliden — Südalpen + zentrale Dinariden; Ex_2 Äußere Ketten der Südalpen und Dinariden; *T* Po-Adria-Senke; Ex_3 Vorsenke des pyrenäischen Systems; *ZM* und Ex_4 Zonen des Apennins; Ex_5 und *K* Karpathenzonen; *Un* Ungarische Ebene; Z_3 bosnische Flysshzone, *I* Profillinie von Abb. 210.

Den Außensaum bilden in Frankreich die normal gefalteten subalpinen Ketten, die sich dann im Jura-Gebirge zu einem Sonderstrang ablösen; hier ist die Faltung jung (Pliozän). Nach innen folgen die autochthonen Zentralmassive (Mercantour, Pelvoux, Mont Blanc, Aare) mit variscisch deformiertem Kern und mesozoisch-eozänem Mantel. Dieser hat in Frankreich einfachen Faltenbau, der gegen Osten in den Stapel helvetischer Decken übergeht; d. h. dort ist der Mantel abgeschürft und nach Norden über die Massivkerne überschoben. Die Faltung ist hier oligozän (helvetisch) und savisch. Südlich von der helvetischen Zone bestand der heute fast vollkommen ausgewalzte und nach Norden überschobene ultrahelvetische Bereich, aus Flyschgesteinen kretazischen und alttertiären Alters bestehend (Wildflysch, Schlierenflysch, Prätigauflysch). Noch weiter im Innern liegt die Penninische Kernzone der Geosynklinale mit zum Teil metamorphen mesozoischen und älteren Schieferserien und grünen Eruptivgesteinen. In mehreren riesigen liegenden Falten mit Gneisgranitkernen ist diese Folge übereinandergetürmt worden und trägt in Graubünden noch mehrere höhere, ähnlich gebaute, unterostalpine Decken. Der Sedimentmantel wurde zum Teil abgeschert und nordwärts über die helvetischen Decken geschoben, wo Erosionsrelikte (Klippen) den eozänen Flysch überlagern (Abb. 209). Das Alter der Bewegung scheint zum Teil vortertiär (subhercynisch oder noch älter) zu sein. Die Vergenz geht auch nach Norden bzw. Nordwesten, bis auf die östlichen Teile der französischen Alpen, wo Bewegungen nach Osten zu der faziell ähnlichen

Ligurischen Decke des Apennin überleiten. Zu den oberen penninischen Decken stellt CADISCH neuerdings auch die unterostalpinen Decken R. STAUBs, welche insbesondere in Graubünden verbreitet sind.

Der Rhein oberhalb des Bodensees ist eine wichtige Grenze; zwar setzen die helvetische Zone bis zum Allgäu, der nördliche Teil des Penninikums oder die Flyschzone bis Wien fort, aber beide bilden nur ein schmales Band am Gebirgsrand und sind östlich vom Rhein weitgehend durch die überschobene oberostalpine Masse verdeckt. Diese besteht aus drei Ele-

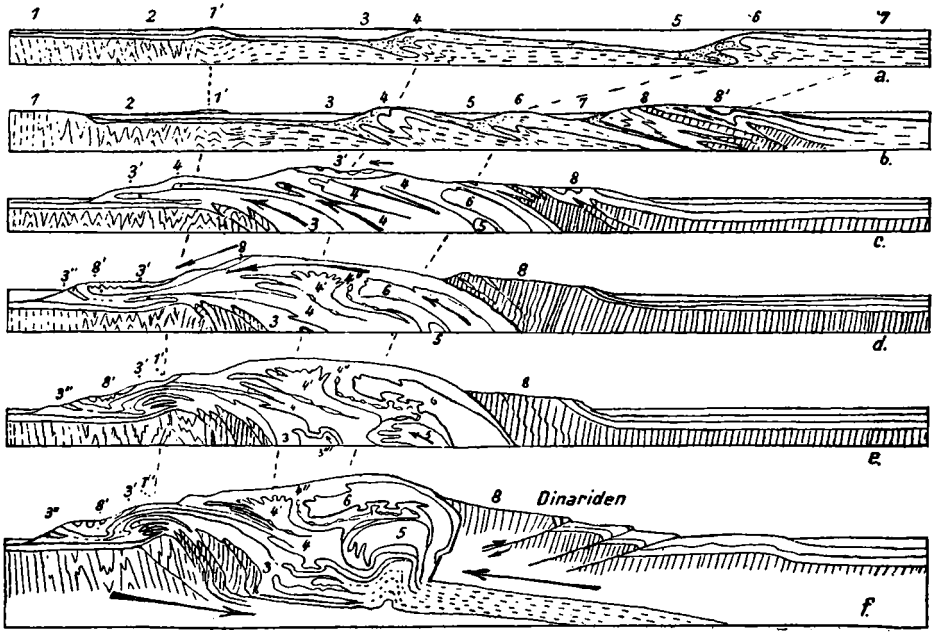


Abb. 210. Der Werdegang der Westalpen. Nach E. ARGAND. Die oberen 2 Profile zeigen die vorbereitende Entwicklung der alpinen Geosynklinale im Mesozoikum und Alttertiär, die unteren 4 Profile den Fortgang der alpinen Falten- und Deckenbildung. *1* und *2* Unterbau und Schelf des Vorlandes und der helvetischen Zone; *3* Flyschzone bzw. Decke; *4* bis *6* Penninische Kordilleren, später Penninische Decken; *7* bis *10* Ostalpine Zone bzw. ostalpine Decken.

menten: den nördlichen Kalkalpen (Rhätikon-Wien), der kristallinen Zentralzone mit Altkristallin, Paläozoikum und spärlicher, zum Teil metamorpher jüngerer Folge und dem Südsaum, welcher teils verkümmert („Narbe" im Pustertal) ist, teils den Bau eines Faltenzuges von Trias (Lienzer Alpen), teils ein paläozoisches Faltenfragment mit diskordanter Triasdecke (Karnische Alpen) darstellt (Abb. 211).

Der Bau der Ostalpen birgt noch viele Rätsel; es steht zwar fest, daß sie am West- und Nordrande ziemlich weit über den Flysch und die Penninische Zone überschoben sind (welche „fensterartig" im Unterengadin emportauchen) und daß die nördlichen Kalkalpen aus einem System übereinandergestapelter Kalkplatten bestehen. Unbewiesen ist dagegen die vielfach behauptete Verfrachtung der gesamten nördlichen Kalkalpen und ihrer kristallinen Unterlage über die Zentralzone, insbesondere über die angeblich als Fenster zu deutende Tauernmasse. Die Vergenz ist auch nicht einheitlich, sondern nur später nach Norden, früher zum Teil nach

Westen gerichtet. Auch das Alter der Faltung ist verschieden, da hier neben tertiären auch subhercynische (vorgosauische) und vorcenomane (austrische) Bewegungen große Bedeutung haben. Das gilt auch für die Südalpen (italienisches Seengebiet), wo neben oberkretazischen Bewegungen vor allem nacholigozäne Bewegungen wichtig sind. Auch das Pliozän ist noch verstellt.

Die Ostalpen brechen im Osten gegen die Ungarische Ebene ab, welche unter mächtigem Tertiär wohl ein altes Massiv birgt. Nur die nördlichen Zonen setzen über das Leitha-Gebirge in die Karpathen fort, die in weitgespanntem Bogen in die schlesische Senke vorstoßen, dann am Podolischen Block gegen Südosten abgelenkt werden und schließlich in S-förmig gebogener Schlinge zum Balkangebirge überleiten. Die Karpathen haben Deckenbau (Abb. 212), der stets nach außen gerichtet ist (im Westen nach Norden, im Osten nach Nordosten, im Süden nach Süden).

In den West- und Mittelkarpathen schließt an die miozäne Außensenke der breite Streifen der Beskidisch-subbeskidischen Flyschzone (Kreide bis Oligozän) an. Dann folgt die innere Klippenzone (Pieniden) und das ältere Subtatrische Gebirge (Perm-Eozän), welches über die kristallinen Tatrischen Kerne mit lückenhaften Sedimenten geschoben wurde. Weiter im Osten fehlen die inneren Zonen; ein bedeutender Abbruch zur Ungarischen Ebene mit großartiger Förderung granodioritischer Magmen bezeichnet den Innenrand. Die Faltung der Innenzonen ist nach STILLE vorwiegend austrisch, die der Außenzone vorwiegend savisch, außen jungtertiär. Die jüngsten Bewegungen finden sich im südöstlichen Ölgebiet Rumäniens, wo die Karpathen nach Westen umbiegen (wallachische Phase). Nach STILLE setzt die mesozoisch-tertiäre Faltung im Gebiete des Altflusses aus (alutische Karpathen) und die anschließenden westlichen Südkarpathen bilden einen neuen, im Norden nach dem Bihargebirge, im Süden nach dem Banat fortsetzenden Innenstrang mit bedeutenden Überschiebungen nach Osten (Getisches Gebirge), die austrisches Alter haben. Eine Außenzone fehlt hier; die Banater Südkarpathen schwenken weiter im Süden, jenseits der Donau in die Innenzone des Balkangebirges ein. Die große Schleife wird nach STILLE durch einen westwärts gerichteten altkonsolidierten Vorsprung der Podolischen Masse (wallachischer Sporn) im Untergrund der unteren Donauebene bedingt. Nach STILLE beruhen die sehr bedeutenden Überschiebungen in den nordwestlichen und Banater Karpathen auf einer Unterfahrung durch die Vorländer.

Die Umbiegung zum Balkan am Eisernen Tor (Abb. 207) erfolgt nach BONČEV & KOSSMAT an schiefen Scherflächen, die in Gestalt einer „Irisblende" angeordnet sind. Das Balkangebirge zeigt Nordvergenz und besteht aus einer schwach gefalteten Außenzone, einer darauf geschobenen Flyschzone mit mesozoischen Klippen, einer ebenfalls nach Norden überschobenen Zone von Kristallin, Silur und Karbon und aus einer südlichen kristallinen Zone (Rhodopen) mit kretazischen und tertiären granodioritischen Eruptivgesteinen. Diese Kernzone bildet die Achse der Balkanhalbinsel und trennt den karpatho-balkanischen Nordstrang von dem dinarischen Südstrang, der noch zu besprechen ist.

In den Westalpen bricht die Penninische Zone südwärts zu der Po-Ebene ab. Erst an den italienischen Seen taucht aus dieser ein zuerst schmales, nach Osten breiter werdendes Faltengebirge auf – die südlichen Kalkalpen. Die Falten (Trias bis Paläogen) haben hier Vergenz nach Süden, so daß die Po-Ebene für sie eine Vorsenke darstellt. Am Gardasee schwenken sie nach Nordosten ab (Judikarien) und umfassen die Etschbucht, in der sich über einem permischen Quarzporphyr-Sockel (Bozen) die Südtiroler Dolomiten aufbauen. Das Streichen wird wieder W–O und schwenkt dann in den Save-Falten und im Karst nach Nordost und Südost ab. Damit trennt sich der alpin-

karpatische vom dinarischen Faltenstrang, zwischen die sich das Kristallin Ungarns und des Zentralbalkans einschiebt (Abb. 207).

Die Dinariden bilden den Westsaum der Balkanhalbinsel und bestehen aus mehreren Zonen: an die kristalline Zentralzone schließt sich im Westen die Bosnische Flyschzone bzw. Vardarzone mit großen Massen von Serpentin, mesozoischen Radiolariten und Flysch, tektonisch durch nach Südwest bewegte Schuppen ausgezeichnet (Abb. 209). Es folgt eine Kalkzone von Trias- und Jura-Schuppen, welche sich in flachen Überschiebungen auf die einfachen Außenfalten (Kreide, Eozän) der adriatisch-jonischen Küstenzone legen. Dieser Dinarische Strang setzt im Bogen über Griechenland und Kreta zur Südküste Kleinasiens fort. Seinen

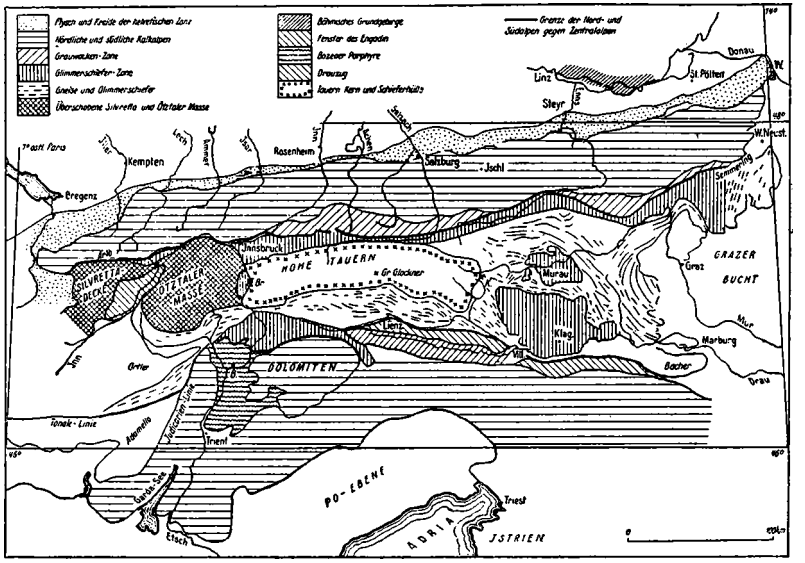


Abb. 211. Strukturskizze der Ostalpen. Nach G. BRAUN (Deutschland).

Nordsaum bildet die Fortsetzung der kristallinen Rhodopen-Masse, welche über das (spätere) Bruchfeld der Ägäis nach Anatolien und Persien fortsetzt. Die Faltung der Innenzone ist vortertiär, in den Außenzonen fortschreitend jünger.

Im Gebiet des Schwarzen Meeres erfolgt eine grundsätzliche Änderung des Baues (Abb. 207). Kaukasus und Krim bilden keine Fortsetzung des Balkan-Gebirges, sondern ein in einem Sonderbecken entstandenes Faltenbündel mit mehrphasiger Geschichte; die letzte Bewegung ist eine Aufwölbung mit Tendenz zur Überschiebung nach Süden. Östlich vom Kaspi erreicht dieser Strang über den Kopet-Dag wieder Anschluß an das zentralasiatische Hindukusch-System. In abgeschwächter Weise wiederholen weiter im Norden die Donez-Mangischlak-Falten den gleichen Bau. Das Balkan-Gebirge scheint über Anatolien, den Antikaukasus, das Elburs-Gebirge und Nordafghanistan nach dem Hindukusch fortzusetzen, während die Zentralzone des Balkans nach KOSSMAT über Anatolien nach Armenien und nach den Wüsten Mittelpersiens zu verfolgen ist. Südwestlich davon bestehen Äquivalente der ophiolitreichen Schuppenzone der Dinariden in Hamadan und Isfahan; weiter außen liegen die autochthonen

Saumfalten Westpersiens, welche ihrerseits auf die mesopotamische Vorsenke und die syrisch-arabische Tafel aufgeschoben sind. Während also in Westkleinasien Nord- und Südstrang noch durch eine breite Zentralzone getrennt sind, werden sie in Armenien eng gerafft, um dann, die gewaltige Zentralzone Persiens umfassend, wieder auseinander zu treten. Dabei verkümmert aber der Nordstrang und löst sich in einzelne Sonderzüge auf; er besitzt weder eine geschlossene Vorsenke, noch einheitliche Nordvergenz; dagegen wird der südliche Strang zu einem durchgehenden, zonar gegliederten Bau mit geschlossener Außenfront und Vorsenke im Süden, der für die Gestaltung Asiens bestimmend ist (Abb. 214).

Der Südstrang besteht aus einzelnen Bögen oder Girlanden; die südpersischen Randketten schwenken unter Umfließung der zentralpersischen Masse am Indus in den Himalaya um (Sporn von Djelam), wo Überschiebungsbau nach Süd herrscht. Die Indussenke ist eine typische Vorsenke mit ähnlicher Stellung wie das Po-Adria-Becken. Ein kristallines Zwischengebirge besteht nördlich des Himalaya nicht; dagegen treten im Pamir und nördlich davon die zerfaserten Teile des Nordstranges und die alten Gebirgszüge des Ural-Karatau zu dem gewaltigsten Gebirgsknoten der Welt zusammen. Tiefe Längsfurchen trennen hier die Ge-

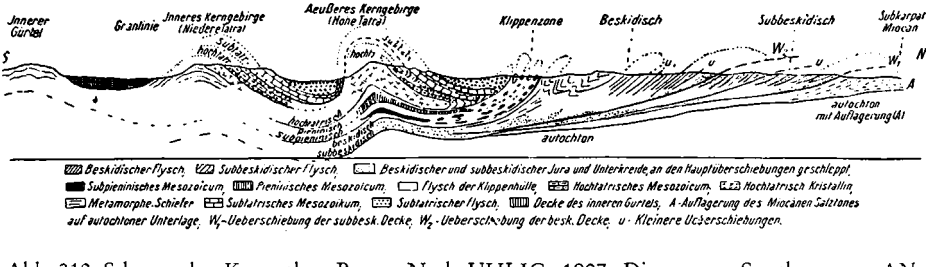


Abb. 212. Schema des Karpathen-Baues. Nach UHLIG, 1907. Die neuere Synthese von ANDRUSSOW zeigt grundsätzlich das gleiche Bild und weicht nur in Einzelheiten ab.

birgszüge des Transalai, Alai, Tjanschan, von denen nur die südlichen kimmerisch bzw. alpidisch überprägt, die nördlichen aber im Tertiär im Block bis 7000 m herausgehoben wurden. Die Vergenz ist wechselnd; es handelt sich um einen weitspannigen Fortbau der variscischen Tektonik unter Verkümmerung des nördlichen alpidischen Stranges, dem hier auch eine normale Vorsenke fehlt. Das nördliche Vorland ist nicht hinabgezogen, wie in Europa, sondern „ziehharmonikaartig" zu einzelnen Gebirgsstreifen aufgestaut; zwischen diesen Höhenrücken liegen tiefe Becken (Fergana, Dsungarei, Tuwa und Tarim) mit mehreren tausend Meter mesozoisch-tertiärer, vorwiegend kontinentaler Sedimente. Die kimmerischen und alpidischen Bewegungen konzentrieren sich auf die Beckenränder, wo gelegentlich bedeutende Überschiebungen ausgebildet sind (jaxartischer Typus STILLE's). Die Anlage ist alt, da unter der Beckenfüllung oft unmittelbar altversteifter Tiefbau, in den Gebirgsschwellen aber paläozoische Falten liegen. Die Intensität der alten Faltung nimmt nach Süden ab, die der kimmerisch-alpidischen aber zu, so daß im Pamir, Karakorum und Kuenlun Mesozoikum und Tertiär, zum Teil in mariner Fazies am Gebirgsbau beteiligt sind. Die Vergenz innerhalb der letztgenannten Gebiete ist wechselnd und anscheinend eben durch die eingeschalteten Stabilblöcke bestimmt. Erst in der Himalaya-Zone wird sie eindeutig südlich. Hier bestehen mehrere kristalline Zentralketten, welche die zwischengelagerten Sedimentmulden südwärts überschieben; die südlichste, flache Hauptüberschiebung trennt das Himalaya-System von der Molasse-Senke im nördlichen Vorderindien. Die auseinandertretenden Faltenzüge sind weiter im Osten (Assam) wieder gerafft und zu den höchsten Gipfeln der Welt aufgestaut (Abb. 214).

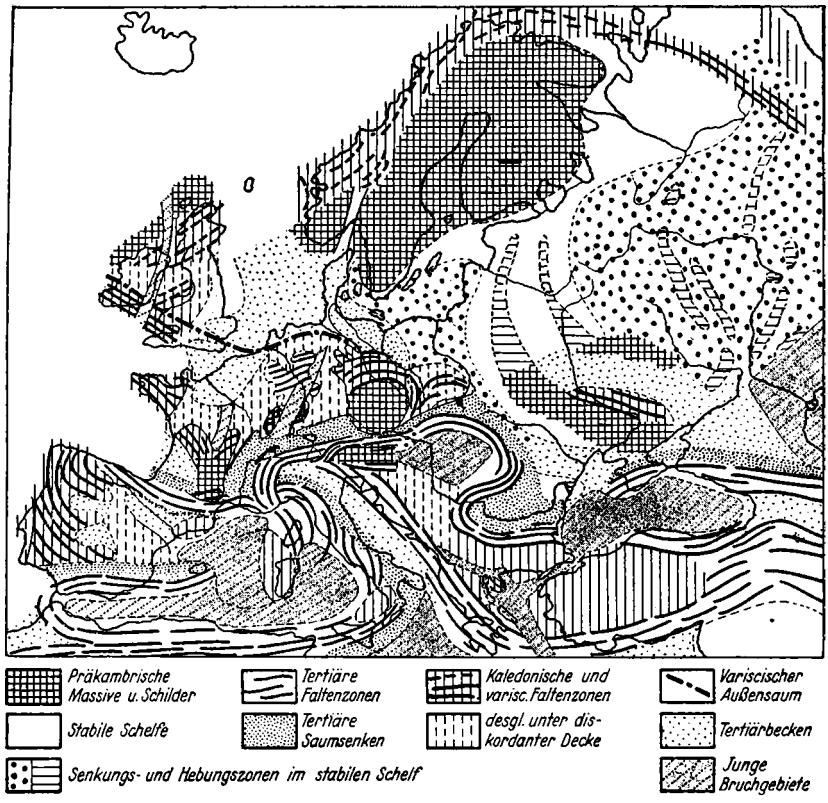


Abb. 213. Strukturskizze von Europa.

Weiter im Osten biegen die südlichen Ketten mit der Vorsenke in Burma wieder nach Südosten und Süden ab[1]) und ziehen nach den Sundainseln weiter, wo eine ähnliche Zonengliederung vorliegt: Malakka und Nordostsumatra gehören zu einer inneren Zone vortertiärer Falten; ein Außengürtel wechselnd starker jungmiozäner Faltung zieht über die Andamanen und Nikobaren nach Westsumatra und dem Inselbogen östlich davon; an diesen Saum schließt eine schmale, bis 7000 m tiefe Außensenke an. Während die Zentralzone von Malakka nach Borneo gegen Nordosten und Norden umschwenkt und damit das Streichen der ostasiatischen Randbögen annimmt, zieht der äußere Gürtel in flach geschwungenem Bogen nach den Molukken, um zwischen Timor und Ceram am Außenrande der Bandasee eine enge Schleife zu bilden, deren Fortsetzung vielleicht auf West-Celebes liegt. Hier findet eine noch nicht ganz geklärte Spaltung statt: ein Ast schwenkt in die ostasiatischen Randbögen ein, ein anderer dürfte nach Neu-Guinea und weiterhin über Neu-Kaledonien nach dem nördlichen Neuseeland ziehen.

[1]) Das erinnert an das Verhalten der Dinariden und persischen Ketten, zumal auch hier im Hinterland ein altes Massiv liegt (Kambodscha), entsprechend der Rhodopen-Masse und Zentralpersien.

Die Bögen, welche die alten Massen Ostasiens vom Pazifik abgrenzen (Philippinen, Riu-Kiu, Japan-Sachalin, Kurilen-Kamtschatka, Aleuten) sind Faltenwülste, welche nach Westen flach zu epikontinentalen Binnenmeeren, nach Osten steil zu schmalen

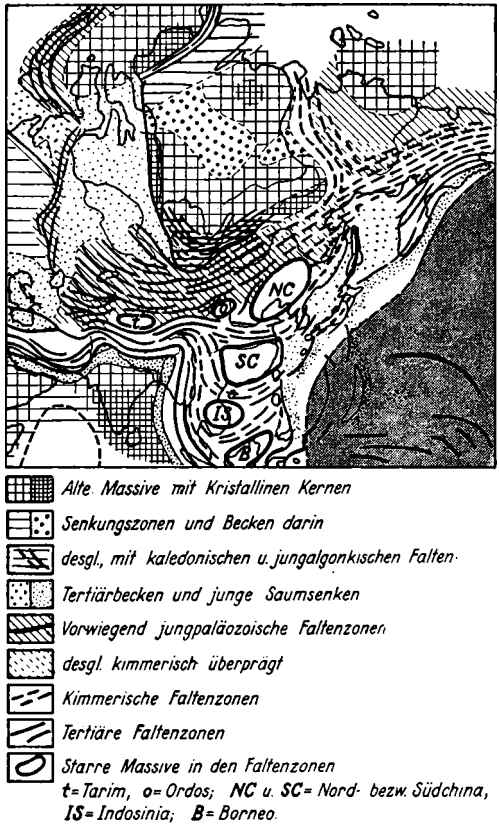


Abb. 214. Strukturskizze von Asien.

Saumsenken abfallen. Erdbeben und Vulkanismus zeugen für junge Bewegungen. Die Deutung ist noch unsicher; es scheint, daß hier ältere Strukturen, die im Tertiär zu größeren Einheiten zusammengefaßt wurden, eine große Rolle spielen; flache Überschiebungen nach Osten wurden früher unterschätzt, scheinen aber den Bau weitgehend zu bestimmen. Auch die Faltung scheint ostwärts gewandert zu sein, da die Anlage der Bögen verschiedenaltrig ist. In Japan spielen schon altkimmerische Bewegungen eine große Rolle. Der nördlichste Bogen der Aleuten leitet nach Alaska und damit zum amerikanischen Ostsaum des Pazifik über.

Die Küstenketten Nordamerikas sind schon im Oberjura (nevadisch) gefaltet worden, mit Vergenz nach Westen; die späteren, bis heute andauernden Bewegungen tra-

gen mehr Bruchfaltencharakter. Anders verhält sich der Ostrand des Kordilleren-Systems: das Felsengebirge in Kanada und sein Westteil in den Vereinigten Staaten hat alpinotypen Bau von laramischem Alter und ausgesprochener Ostvergenz, die durch

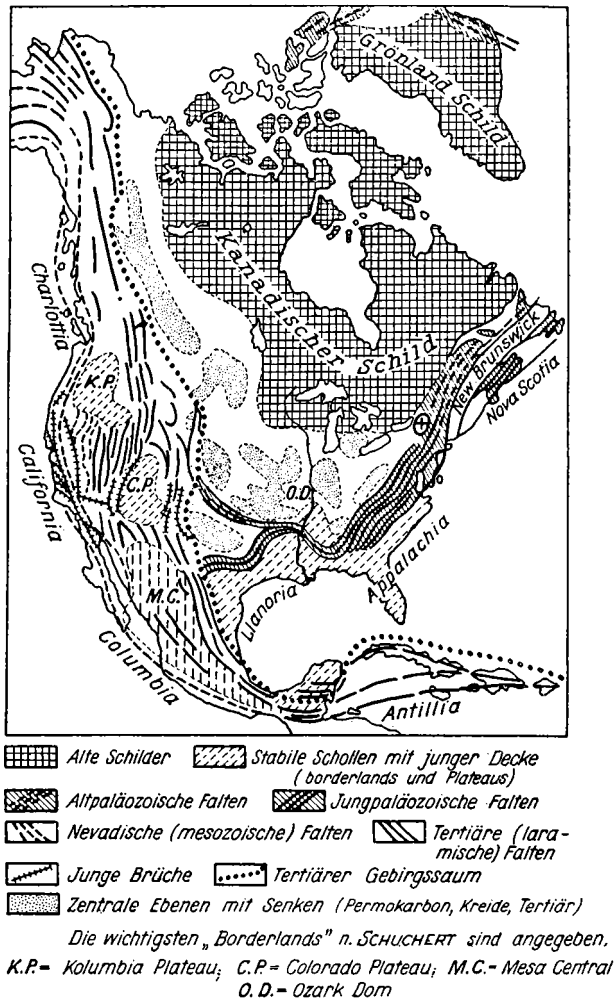


Abb. 215. Strukturskizze von Nordamerika.

das Wandern der Vorsenke nach Osten im Tertiär betont wird. Zwischen dem nevadischen und laramischen Strang liegt ein Gebiet schwächerer germanotyper Tektonik mit Innensenken (Abb. 215).

Dieser Doppelbau läßt sich südwärts bis zum Kolorado-Plateau verfolgen. In Mexiko wird der nevadische Weststrang undeutlich, der laramische aber entfaltet sich

neu und bildet die große Schleife der Antillen, welche im Norden nach Norden, im Süden nach Süden überfaltet ist. Im Innern der Schleife liegt ein größtenteils versunkenes älteres Massiv (Venezuela-Mittelamerika). Diese Anordnung nebst der jungtertiären Bruchbildung und dem Vulkanismus bilden ein Gegenstück zu den Faltenschlingen des westlichen Mittelmeeres und der Banda-See Ostindiens.

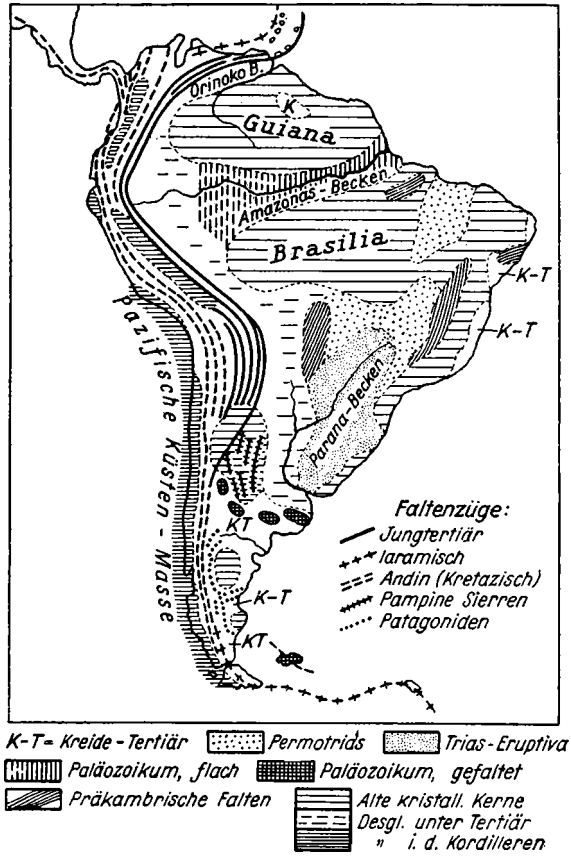


Abb. 216. Strukturskizze von Südamerika.

Eine unmittelbare Fortsetzung nach Südamerika besteht nach STILLE nicht, da das andine System vorwiegend in der Kreide (subhercynisch) angelegt wurde (Abb. 216). Nur die östlichen Vorfalten sind jungtertiär, bilden aber keinen durchgehenden Strang. Ungeklärt in Alter und Vergenz ist noch der „Südantillen-Bogen", Feuerland–Südgeorgien–südliche Sandwich-Inseln–Antarktis (? vortertiär).

Innerhalb der tertiären Faltengebirge lassen sich demnach der mediterrane äquatoriale Strang und die zirkumpazifische Faltung unterscheiden. Der erste ist an die große mesozoische Tethys-Geosynklinale gebunden und besteht aus gewaltigen Girlanden,

die in mehreren Stufen (Dinariden, Persien, Burma) nach Süden vorbranden. Der Bau ist durch intensive Überschiebungen gekennzeichnet, wobei in Europa der nordvergente, in Asien der südvergente Strang deutlicher ausgebildet ist. Die beiden Hauptstränge sind bald eng gerafft, bald treten sie auseinander und umschließen dann starre, schwach



Abb. 217. Strukturskizze von Afrika.

gefaltete „Zwischengebirge", welche oft durch Einbrüche und granodioritischen Vulkanismus ausgezeichnet sind.

Die pazifischen Saumketten in Asien und Amerika beruhen dagegen auf einer älteren Anlage; auch der Vulkanismus ist teilweise älter. Die meist schwächere tertiäre Faltung ist ein Weiterbau der Saumfalten des Pazifik.

Die junge Entwicklung der extrageosynklinalen Räume ist in der Nord- und Südhalbkugel verschieden. In den Nordkontinenten sind die vorkambrischen Kerne von den tertiären Falten durch eine Zwischenregion kaledonischen und variscischen Baues

getrennt; die Faltung wandert nach Süden, was ein Wachstum der Kontinente zur Folge hat. Der südliche Teil dieser Zwischenregion wird in Europa von der alpinen Faltung überwältigt, in Asien zu einem System von Großfalten aufgestaut. Der nördliche Teil zerfällt in ein Mosaik von stabilen oder labileren (Bruch bzw. Bruchfaltung) Schollen. Ein basaltischer oder „schwachatlantischer" Vulkanismus begleitet diese Bewegungen. Am atlantischen Rande häufen sich N–S streichende Bruch- und Verschiebungszonen, die von intensivem Vulkanismus begleitet sind (Rheinzone, Limagne, Schottland).

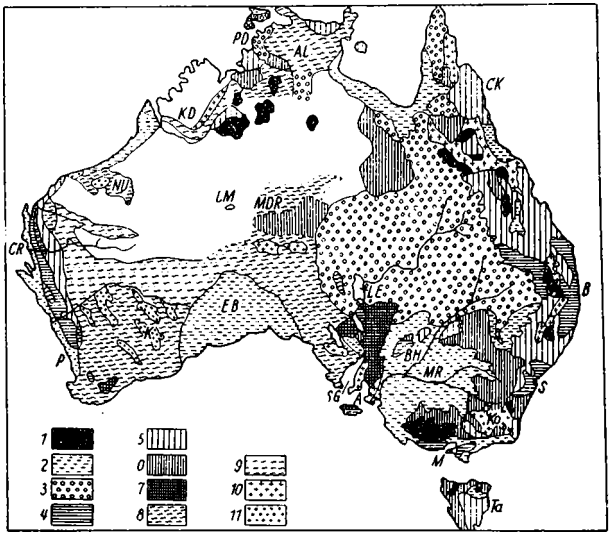


Abb. 218. Strukturskizze von Australien. Nach REED aus KOSSMAT, 1936. *1* Jungvulkan. Gesteine, *2* Tertiär; *3* Kreide; *4* Jura und Trias; *5* Perm, Karbon, Devon; *6* Silur; *7* Kambrium; *8* bis *9* Präkambrium; *10* Tiefengesteine; *11* Basische Gesteine im Präkambrium. Weiß ungegliedertes Paläozoikum und Präkambrium. *A* Adelaide; *AL* Arnhemland; *B* Brisbane; *BH* Brokenhill; *CK* Cooktown; *EB* Euklabasin; *GR* Gaskoyne River; *K* Kalgoorlie; *KD* Kimberley-Distrikt; *Ko* Mount Kosciusko; *LE* Lake Eyre; *LM* Lake Macdonald; *M* Melbourne; *MDR* Macdonald-Ranges; *MR* Murray River; *NU* Nullagine; *P* Perth; *PD* Port Darwin; *S* Sydney; *SG* Spencer Golf; *Ta* Tasmania.

Das Bild der Südkontinente ist anders (Abb. 216, 217 und 218); es fehlt hier ein durchgehender, paläozoisch gefalteter Nordsaum und damit auch das vielgestaltige Mosaik der Zwischenregion. Dafür tritt die meridionale Zerspaltung beherrschend in den Vordergrund und ist mit einer gewaltigen Förderung basaltischer Laven verknüpft; die lange Grabenbruch-Zone, welche von Innenafrika über das Rote Meer bis Palästina zu verfolgen ist, bildet das beste Beispiel (Abb. 217). Die Bruchränder am Atlantik und Indik mit ihrer enormen Stapelung von Basalten gehören zur gleichen Erscheinungsgruppe, welche hier die Regel ist, während sie im Norden nur den atlantischen Rand auszeichnet.

Das Klimabild. Vielfach ist versucht worden, im Tertiär sogar Einzelheiten des Klimas, wie Strömungen, Windrichtungen usw. festzulegen. 1924 lieferten W. KÖPPEN & A. WEGENER eine Synthese, welche zwar heute in Einzelheiten überholt ist, aber doch einige Feststellungen von grundsätzlicher Bedeutung enthält.

Während das marine Paläozän Europas auf kühleres Klima hinweist, bezeichnet das Mitteleozän ein Klimaoptimum mit subtropischer Vegetation, reicher Kohlenbildung, mit einem Vordringen mariner Warmwasserformen (Nummuliten, Korallen) nach Norden. Ob diese Zone als tropisch-äquatorial bezeichnet werden kann ist aber fraglich; in Amerika, wo in gleicher Zeit die gewaltige Kohlenbildung in der laramischen Vorsenke bis Kanada, ja bis Alaska reicht, schließt weiter südlich (Texas) unmittelbar ein Trockengürtel an, der kaum der damaligen Südhalbkugel angehören kann. Auch in Europa liegen südlich des Kohlengürtels Klimazeugen (Süßwasserkalke, Bohnerzverwitterung, Karstbildung), welche eher auf semiaride, als auf tropisch-humide Verhältnisse hinweisen. Auch die unteroligozänen Salzlager Spaniens und des Oberrheins sind eher im Sinne des Vorstoßes eines Trockengürtels nach Nord und Nordwest, als umgekehrt zu deuten, zumal nördlich davon oligozäne Braunkohlen in Mittel- und Norddeutschland bekannt sind. Eine Verfolgung des warmfeuchten Gürtels durch Asien ist noch kaum möglich; erst auf Sachalin erscheinen wieder alttertiäre Kohlen in ähnlicher geographischer Position. Der Kohlengürtel Europas und Nordamerikas dürfte also eher dem südlichen Rand der gemäßigt-humiden Zone angehören. Der Nordsaum dieser Zone wäre durch die Kohlen- und Pflanzenvorkommen Grönlands und Spitzbergens gegeben, welche gegenüber Mitteleuropa ein kühleres Klima anzeigen. Das Alttertiär der Südkontinente liefert wenig Daten. Die Floren der Antillen sind tropisch, desgleichen die Ägyptens, wobei im Oligozän ein Durchgang durch eine äquatoriale Regenzone (WEGENER) möglich wäre. In Südamerika läßt sich eine südliche gemäßigte *(Nothofagus-Araucaria)* von einer nördlichen wärmeren *(Maytenus-Zamia)* Flora unterscheiden. Nicht unwichtig ist die Tatsache, daß die Nummuliten im Osten Afrikas weiter nach Süden reichen, als im südatlantischen Gebiet.

Alles das läßt sich am besten durch eine von der heutigen abweichende Pollage erklären, d. h. durch eine Lage des Nordpols im Nordpazifik und des Südpols etwa 10 Grade südlich von Afrika. Nach KÖPPEN & WEGENER verschiebt sich im Alttertiär der Nordpol zunächst nach Westen, dann nach Norden. Da aber Eiszeitspuren fehlen, ist mit einem ausgeglichenen Klima zu rechnen, womit vielleicht auch die größere Breite der feucht-gemäßigten Zone zusammenhängt.

Im Jungtertiär ändern sich die Verhältnisse. Die Floren und Kohlen des mitteleuropäischen Miozäns gehören einer kühleren Fazies an und entsprechen denen der eozänen Arktis. Ähnlich scheinen auch die Verhältnisse in den neogenen Becken Sibiriens zu liegen. Überall zeigt sich noch ein Wärmeüberschuß gegen heute, während nach KOSSMAT die neogene Flora Japans eher kühleren Charakter besitzt. Da nun das Pliozän Nordeuropas, insbesondere die „Crags" Englands, eine deutliche und schrittweise Kältezunahme zeigen, ist der Schluß WEGENERs, daß der Nordpol im Neogen zuerst nordwärts über Alaska und dann südost- bis nordostwärts über Labrador nach Grönland wanderte (Abb. 241, S. 727), naheliegend. In gleicher Richtung deutet auch die Tatsache, daß der mitteleuropäische Trockengürtel (Salze) im Neogen nach Südosten abrückt. In Mitteleuropa herrscht im Obermiozän nach JARANOFF ein savannenähnliches Mediterranklima (Grenzgebiet der ariden und gemäßigt-humiden Zone), dessen Gürtel während des Pliozäns nach den südlichen mediterranen Ländern wandert.

Was die äquatoriale Zone angeht, so scheinen die Miozänfloren Ägyptens für ein Grenzgebiet von tropischer Regenzone und nördlicher Trockenzone zu sprechen (nach WEGENER); die Trockenzone rückte auch hier im Miozän südwärts vor. Die Floren von Ecuador, Bolivien und Columbien entsprechen nach WEGENER ebenfalls einer tropischen Regenzone, vielleicht mit Einschaltung von tropischem Bergwald. Weiter im Süden sind warme Floren des jüngeren

Neogens in Chile (Coronel) bekannt. Die Pampas Patagoniens waren im Pliozän semiarides Steppengebiet. Insgesamt soll sich nach GERTH (1941) in Südamerika die wärmere Flora *(Maytenus)* während des Neogens nordwärts zurückziehen, so daß hier eine ähnliche Abkühlung erfolgt wie in der Nordhalbkugel; entgegen KOEPPEN & WEGENER fände hier die Polwanderung keine Stütze. JARANOFF glaubt neuerdings (1944) überhaupt die Verhältnisse im Jungtertiär und Quartär durch eine Schrumpfung des Wüstengürtels besser erklären zu können als durch eine einseitige Bewegung der Klimazonen, d. h. der Erdachse.

Die Verhältnisse in der Nordhalbkugel lassen es immerhin möglich erscheinen, daß die Pollage im Alttertiär anders war, und daß der Nordpol dann ziemlich rasch vom Nordpazifik nach der Nordküste Nordamerikas und weiter ostwärts wanderte. Zugleich ist es aber wahrscheinlich, daß ein mehr ausgeglichenes Weltklima im Paläogen sich dann fortschreitend zu schärfer begrenzten Klimazonen differenzierte, eine Entwicklung, deren Kulminationspunkt in den quartären Eiszeiten erreicht wird.

XVII. SCHRIFTTUM TERTIÄR

ABRARD, R., Contributions à l'étude de l'évolution des Nummulites. — Bull. soc. géol. France. 28, 1928.
— Nomenclature et synchronisme des assises de l'Eocène moyen et sup. des Bassins numulitiques de l'Europe occid. — Bull. soc. géol. France, 5. ser., 3, 1933.
ANDRÉE, K., Der Bernstein. Königsberg 1937. — Mit Schrifttum.
ANDREWS, CH. W., Fossil Mammalia from Egypt. — Geol. Mag. 6, 1900.
ANDRUSSOW, N., Die südrussischen Neogenablagerungen. — Verh. russ. miner. Ges., 34, 36, 39, 43 (1896 bis 1905).
—, Die fossilen Bryozoenriffe der Halbinsel Kertsch. Kiew 1909 bis 1911.
—, Beiträge zur Kenntnis des Kaspischen Neogen. — Mém. com. géol., 15, 1902 und 40, 1909.
—, Le Pliocène de la Russie méridionale d'après les recherches récentes. — Mém. soc. Sciences Bohème, 1927.
BLANC, A. C., TONGIORGI, E., TREVISAN, L., Le Pliocène et le Quaternaire aux alentours de Rome. — INQUA (Internationale Quartärvereinigung) Rom, 1953.
BETTENSTAEDT, F., Paläogeographie des nordwestdeutschen Tertiärs. — Erdöl und Tektonik, Hannover, 1949.
BAUMBERGER, E., Die stampischen Bildungen der Nordschweiz und ihrer Nachbargebiete mit bes. Berücksichtigung der Molluskenfauna. — Ecl. geol. Helv., 20, 1926/27.
BADINGS, H. H., Het Palaeogen in den Indischen Archipel. — Verh. Geol.-Mijn. Gen. Nederl. en Kolon., 11, 1936.
BELLARDI, L., & SACCO, F., I molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria. Turin 1872 bis 1904.
BEHRMANN, R. B., Die Faltenbögen des Apennins und ihre paläogeographische Entwicklung. — Abh. Ges. Wiss. Göttingen III, 15, 1936. — Schrifttum über Italien.
BEYRICH, E., Über den Zusammenhang der norddeutschen Tertiärbildungen usw. — Abh. pr. Ak. d. W. Berlin, 1855.
—, Die Conchylien des norddeutschen Tertiärgebirges. Z. D. Geol. Ges. 5, 6, 8, 1853—1856.
BLANCKENHORN, M., Das Eozän in Syrien. — Z. D. Geol. G., 42, 1890.
—, Neues zur Geologie und Paläontologie Ägyptens. Miozän, Pliozän und Quartär. — Z. D. G. G., 53, 1901.
BODEN, K., Beschaffenheit, Herkunft und Bedeutung des ostalpinen Molasseschuttes. — Abh. geol. Land. a. bayer. Oberbergamt, 4, 1931.
BÖHL, A., Beitrag zur Stratigraphie und Paläontologie der tertiären Ablagerungen im östlichen Mainzer Becken. — Abh. Senckenb. naturf. Ges., 41, 1928.
BOUSSAC, J., Revision du Nummulitique alpin. — Bull. serv. carte géol. France, 19, 1910.
BRANCA, W., & FRAAS, E., Das vulkanische Ries bei Nördlingen in seiner Bedeutung für Fragen der allg. Geologie. — Abh. pr. Ak. d. W., 1901.
—, Das kryptovulkanische Becken von Steinheim. — Abh. pr. Ak. d. W., 1905.
BREDDIN, H., Das Braunkohlentertiär am Ost- und Südrande der Kölner Bucht. — Ber. Niederrh. Geol. Ver., 1932.
BRILL, R., Paläogeogr. Untersuchungen über das Pliozän im Oberrheingebiet. — Mitt. bad. Geol. L., 10, 2, 1929.

BRUSINA, SP., Die Fauna der Congerien-Schichten von Agram. — Beitr. Pal. u. Geol. Österr.-Ung. u. Orient, 3, 1884.
—, Iconographia Molluscorum fossilium Hungariae, Croatiae, Slavoniae etc. Agram-Zagreb 1902.
BUBNOFF, S. v., Geologie von Europa. Schrifttum: I (1926) Osteuropa; II 2 (1935) Außeralpines Westeuropa; II 3 (1936) Tertiärer Vulkanismus Westeuropas.
CHAPUT, E., & GIGNOUX, M., Tertiär in Geol. Jahresber. I A, 1938. — Daselbst Schrifttum von 1936 und 1937.
CLARK, B. L., The marine Tertiary of the West coast of the Un. St. etc. — Journ. of Geol. 29, 1921.
COSSMANN, M., & PISSARRO, G., Iconographie complète des coquilles fossiles de l'Eocène, des environs de Paris, 1904.
—, & PEYRET, A., Conchologie néogénique de l'Aquitaine. — Actes soc. linn. Bordeaux 1909 bis 1932.
CROSS, WHITMAN, The Laramie formation. — Proc. Ac. Sc. Washington, 11, 1909.
CURVILLIER, J., Révision du Nummulitique égyptien. — Mém. Inst. d'Egypte, Paris, 16, 1930.
DAINELLI, G., L'Eocene friulano. — Mem. geogr. Firenze, 1915.
DEHM, R., Zur Gliederung der jungtertiären Molasse in Süddeutschland nach Säugetieren. — N. J. Geol. u. Pal., Monatsh., 1951.
DEPÉRET, CH., Sur la classification et le parallélisme du système miocène. — B. S. G. Fr., 1893.
—, Bassins tertiaires du Rhône. — Livret guide 8. Congr. géol. int., 1900.
—, L'évolution des Mammifères tertiaires. — C. R. Ac. Sc. Paris, 140 (1905), 141 (1905), 142 (1905), 142 (1906), 143 (1906).
DIETRICH, W., & KAUTSKY, F., Die Altersbeziehungen der schwäbischen und schweizerischen oberen Meeresmolasse und des Tertiärs am Südrand der Schwäbischen Alb. — C. f. M., 1926.
—, Bericht über die obereocänen Säugetiere der Ulmer Alb. — Paläont. Z., 11, 1929.
—, Neue Funde des etruskischen Nashorns in Deutschland und die Frage der Villafranchien-Faunen. — Geologie, Bd. 2, 6, 1953.
DOUVILLÉ, H., Evolution des Nummulites dans les différents bassins de l'Europe occidentale. — B. S. G. Fr., 6, 1906.
—, L'Eocène inférieur en Aquitaine et dans les Pyrénées. — Mém. cart. géol. France, 1919.
EBERT, T., Die Echiniden des Nord- und Mitteldeutschen Oligozäns. — Abh. preuß. Geol. L., 9, 1889.
FABIANI, R., Il Paleogene Veneto. — Mem. ist. geol. Padova, 3, 1915.
—, Il Tertiario di Trentino. Daselbst 1922.
FERUGLIO, E., Descripcion Geologica de la Patagonia. — Buenos Aires, 1949 bis 1950.
FLEURY, E., Le Sidérolithique suisse. Univ. Fribourg 1909.
FLIEGEL, G., Der Untergrund der niederrhein. Bucht. — Abh. pr. G. L., 92, 1922.
FRIEDL, K., Über die Gliederung der pannonischen Sedimente des Wiener Beckens. — Mitt. geol. Ges. Wien, 24, 1931.
GAGEL, C., Über eozäne und paläozäne Ablagerungen in Holstein. — J. pr. g. L., 1906.
—, Über die untereozänen Tuffschichten und die paläozäne Transgression in Norddeutschland. — J. pr. G. L., 1907.
VAN DE GEYN, W. A. E., Das Tertiär der Niederlande usw. — Leidsche geol. Med., 9, 1937.
GIGNOUX, M., Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicile. — Ann. Univ. Lyon, I, 36, 1913.
—, L'étage calabrien sur le versant Nord-Est de l'Apennin. — Bull. soc. géol. France, 14, 1915.
—, & HOFFMANN, C., Le bassin pétrolifière de Pechelbronn. — Serv. carte géol. d'Alsace et de Lorraine. I, 1920.

GIGNOUX, M., & FALLOT, P., Contribution à la connaissance des terrains néogènes et quaternaires marins sur les côtes mediterran. d'Espagne. — C. R. congr. géol. intern. Madrid 1927.
GILLET, S., Essai de synchronisme du Miocène sup. et du Pliocène dans l'Europe centrale et orientale. — Bull. soc. géol. France, V, 3, 1933.
GOČEV, P., Gliederung des Eozäns in NO-Bulgarien. — Zeitschrift Bulg. Geol. Ges., 9, 1937.
GOTTSCHICK & WENZ, Land- und Süßwassermollusken des Tertiärbeckens von Steinheim. — Archiv f. Molluskenkunde, 51, 1919.
GRIPP, K., Über das Alttertiär von Hemmoor. — Jahresber. niedersächs. geol. Ver., 17, 1924.
GRÖNWALL, K. A., & HARDER, P., Paleocaen ved Rugaard i Jydland. — Danm. Geol. Unders., II, 18, 1907.
HEIM, ARNOLD, Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizer Alpen. — Abh. der Schweiz. paläont. Ges., 35, 1908.
HOERNES, M., Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. — Abh. geol. Reichsanst. Wien, 3 (1856), 4 (1870).
—, & AUINGER, M., Die Gastropoden der Meeresablagerungen der ersten und zweiten Mediterranstufe in der Österr.-Ungar. Monarchie. Wien 1874, 1891.
HOERNES, R., Bau und Bild der Ebenen Österreichs. Wien 1893.
HUCKE, K., Das Pliozän im östlichen Norddeutschland und in Polen. — Z. D. G. G., 82, 1930.
JAEKEL, O., Die eozänen Selachier des Monte Bolca. 1894.
JENTZSCH & BERG, G., Die Geologie der Braunkohlenablagerungen im östlichen Deutschland. — Abh. pr. G. L., 72, 1913.
JOOS, C., Die Schneckenfauna der süddeutsch-schweizerischen Helicidenmergel und ihre Bedeutung für die Altersbestimmung der letzteren. — N. J. B. B., 49, 1923.
KENT, P. E., The Miocene beds of Kavirondo, Kenya. — Quart. J. Geol. Soc. London, 100, 1944.
KIDERLEN, H., Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des süddeutschen Tertiärs. — N. J. B. B., 66, 1931. Schrifttum über Süddeutschland.
KLÄHN, H., Das Steinheimer Becken. — Z. D. G. G., 74, 1922. — Mit Schrifttum über das Steinheimer Becken.
KLÜPFEL, W., Über die natürliche Gliederung des hessischen Tertiärs. — G. R. 19, 1928. — Dazu spätere Ergänzungen; zuletzt 1939.
KOCH, A., Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landesteile. — Mitt. Jahrb. ungar. geol. Anst., 10, 1894.
v. KOENEN, A., Das norddeutsche Unteroligozän und seine Molluskenfauna. — Abh. preuß. geol. L., 10, 1889 bis 1894.
—, Das marine Mitteloligozän Norddeutschlands und seine Molluskenfauna. — Palaeontogr., 16, 1867 bis 1868.
—, Das Miozän Norddeutschlands und seine Molluskenfauna. — N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 2, 1882.
KRAUS, E., Sedimentationsrhythmus im Molassetrog des bayrischen Allgäu. — Abh. Danziger Naturf.-Ges., I, 1923.
—, Der bayerisch-österreichische Flysch. — Abh. Geol. Land. a. Bayerischen Oberbergamt, 8, 1932.
KREJCI-GRAF, K., Die rumänischen Erdöllagerstätten. — Schr. Brennstoffgeol. Stuttgart, 1, 1929.
—, Parallelisierung des südeuropäischen Pliozäns. — Geol. Rundschau, 23, 1932.
KÜHN, O., Tertiär in Geol. Jahresberichte, Bd. III A, 1941. Schrifttum von 1938 und 1939.
LEMOINE, P., Géologie du Bassin de Paris. Paris 1911. — Grundlegend mit ausführlichem Schrifttum.
LERICHE, M., Les terrains tertiaires de la Belgique. — Livret Guide 13. Congr. int. géol., 1922.
LEUPOLD, W., Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein. — Ecl. Geol. Helv., 30, 1937.

LILIENKLAUS, E., Über das Tertiär des Doberges bei Bünde. — Verh. nat. Ges. Rheinland und Westfalen, 57, 1900.
—, Die Tertiär-Ostrakoden des mittleren Norddeutschlands. — Z. D. G. G., 1900.
LINSTOW, O. von, Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland. — Abh. pr. geol. L., N. F. 87, 1922.
LOCZY, L. von, Tectonics and Palaegeography of Basin System of Hungaria etc. — Bull. Americ. Assoc. Petrol. Geol. Tulsa, Okl. 1934.
LÖRENTHEY, E., Die pannonische Fauna von Budapest. — Palaeontogr., 48, 1902.
LYDEKKER, R., Indian Tertiary and Post-Tertiary Vertebrata. — Palaeont. indica, Ser. X, I-IV, 1880 bis 1910.
MACINNES, D. G., Miocene and Post-Miocene Proboscidea from East Africa. — Trans. Zool. Soc. London **25**, Part. **2**, 1942.
MÜLLER, T., Das marine Paläozän und Eozän in Norddeutschland und Südskandinavien. Berlin, Borntraeger Verl., 1937. — Mit ausführl. Schrifttum.
NEUMAYR, M., & PAUL, C. M., Die Congerien- und Paludinen-Schichten Slavoniens und deren Fauna. — Abh. geol. Reichsanst. Wien, 7, 1875.
NOETLING, F., Die Fauna des samländischen Tertiärs. — Abh. preuß. geol. L., 6, 1885 bis 1888.
NOWAK, J., Die Geologie der polnischen Ölfelder. — Schriften Brennstoffgeologie, 3. Stuttgart, 1929.
OPPENHEIM, P., Die Eocaenfauna des Mt. Postale bei Bolca. — Palaeontogr., 43, 1896.
—, Die Priabonaschichten und ihre Fauna usw. — Daselbst, 47, 1900 bis 1901.
—, Zur Kenntnis alttertiärer Faunen in Ägypten. — Palaeontogr., 30, 1903 bis 1906.
OSBORN, H. F., The Age of Mammals. New York 1910. — Bekannteste Übersicht mit Schrifttum über tertiäre Säugetiere.
PAWLOFF, A., Dépôts neogènes et quaternaires de l'Europe méridionale et orientale. — Mém. soc. nat. Moscou, 1925.
PIETZSCH, K., Die Braunkohlen Deutschlands. Berlin 1925.
PRINCIPI, P., Intorno alla subdivisione dei terreni del Terziario infer. e medio dell'Italia centrale. — Boll. soc. geol. ital., 46, 1927.
RENZ, H., Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein. — Ecl. geol. Helv., 30, 1937.
REPELIN, J., Le Bassin d'Aquitaine à l'époque helvétienne. — C. R. Ac. Sc. 1928.
RICHTER, G., & TEICHMÜLLER, R., Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten. — Abh. Ges. Wiss. Göttingen, III, 7, 1933. — Mit Schrifttum über spanisches Tertiär.
RICHTER, M., Molasse und Alpen. — Z. D. G. G., 79, 1927.
SACCO, F., Les étages et les faunes du Bassin du Piémont. — Bull. soc. géol. France, IV, 5, 1906.
v. SANDBERGER, F., Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens. Wiesbaden 1858 bis 1863.
SCHAFFER, F. X., Beiträge zur Parallelisierung der Miozänbildungen des piemontischen Tertiärs mit denen des Wiener Beckens. — Jahrb. geol. Reichsanst., Wien, 58, 59 (1898 bis 1899).
WINKLER, A., Geologie von Wien. Wien 1904 bis 1906.
—, Geologischer Führer im Inneralpinen Wiener Becken. Berlin 1908.
SCHLOSSER, M., Beiträge zur Kenntnis der Säugetierreste aus den süddeutschen Bohnerzen. — Geol. u. Pal. Abh., 9, 1902.
SEEMANN, R., Stratigraphische und allgemein geologische Probleme im Obermiozän Südwestdeutschlands. — N. J., Beil.-Bd. 63, 1929.
SENN, A., Die stratigraphische Verbreitung der tertiären Orbitoiden. — Ecl. geol. Helv., 28, 1935.
SOKOLOW, N., Die untertertiären Ablagerungen Südrußlands. — Mém. com. géol., 9, 1893.
DE STEFANI, CH., Il neogene Veneto. — Mem. Ist. geol. Padova, 3, 1915.
SMITH-WOODWARD, A., On the bone-beds of Pikermi. Attica. — Geol. Mag., 8, 1901.
STACHE, G., Die liburnische Stufe usw. — Abh. geol. Reichsanstalt Wien, 13, 1889.

STANTON, T. W., Stratigraphy and Paleont. of the Laramie and related form. in Wyoming. — Bull. geol. Soc. Amer., **8**, 1897.
STAESCHE, K., Die Gliederung des nordwestdeutschen Tertiärs auf Grund der Mikrofossilien. — Jahrb. preuß. Geol. LA f. 1937. **58**, 1938.
STAUB, W., Zur Entstehungsgeschichte des Golfes von Mexiko. — Ecl. geol. Helv., 24, 1931.
STEHLIN, H., Die Säugetiere des schweizerischen Eozäns. — Abh. schweiz. paläont. Ges., 30 bis 36 (1930 bis 1910).
—, Remarques sur les faunules de Mammifères des couches éocènes et oligocènes du Bassin de Paris. — Bull. soc. géol. France, IV, 9, 1911.
STEUER, A., Die Gliederung der oberen Schichten des Mainzer Beckens und über ihre Fauna. — Notizbl. Ver. f. Erdk. Darmstadt, 30, 1909.
STUTZER, O., Erdöl, in: Die wichtigsten Lagerstätten der Nichterze. Berlin 1931. — Schrifttum über erdölführendes Tertiär verschiedener Länder.
SUESS, E., Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärablagerungen. — Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Wien, 54, 1866.
—, Über die Gliederung des vicentinischen Tertiär-Gebirges. — Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Wien, 58, 1868.
TEICHMÜLLER, R., Der Apenninflysch und seine Probleme. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, 28, 1932.
TEISSEYRE, W., Über die Maeotische, Pontische und Dacische Stufe in den Subkarpathen. — Ann. Inst. Geol. Romaniei, 1909.
TERMIER, H., & G., Histoire géologique de la biosphère. — Paris, 1952.
TORNQUIST, A., Geologie von Ostpreußen. Berlin 1910.
UMBGROVE, J. H. F., Geol. history of the East Indies. — Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., 22, 1938.
VINASSA DE REGNY, E. P., Synopsis dei Molluschi terziari delle Alpi Venete. — Palaeontogr. italica, 1 (1895), 2 (1896), 3 (1897).
WAGNER, W., Das Mainzer Becken. — Jahresber. Oberrh. geol. Ver., 1938.
—, Das Unteroligozän im Rheintalgraben. — Notizbl. Ver. f. Erdk. Darmstadt, 1938.
WEIGELT, J., Der geologische Bau des Geiseltales. — Z. D. G. G., 82, 1930.
—, Die eozäne Lebewelt in der Braunkohle des Geiseltales. — Leopold. Ak. d. Nat., N. F. J. 1, 1932.
WEIGELT, K., Die erste paläozäne Säugetierfauna Deutschlands. — Z. D. Geol. Ges., **92**, 1940.
WEITHOFER, A., Beiträge zur Kenntnis der Fauna von Pikermi bei Athen. — Beitr. Paläont. Österr.-Ung., 6, 1888.
WEITHOFER, K. A., Die Oligocänablagerungen Oberbayerns. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 10, 1917.
WENZ, W., Zur Paläogeographie des Mainzer Beckens. — Geol. R., 5, 1914.
—, Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. Heidelberg 1921. — Mit wichtigstem Schrifttum. Siehe insbesondere BÖTTGER, KAUP, KINKELIN, LUDWIG, H. v. MEYER, MORDZIOL, REUSS, REINACH, SANDBERGER, STURM, WENZ, WITTIG.
—, Zur Stratigraphie und Tektonik der jüngeren Ablagerungen des Mainzer Beckens. — Geol. R., 22, 1931.
WILSER, B., Paläogeographische Untersuchungen über das Eozän und Unteroligozän im Oberrheingebiet. — Verh. nat.-med. Ver. Heidelberg, 15, 1923.
WINKLER, A., Über neue Probleme der Tertiärgeologie im Wiener Becken. — Centr. f. Min., 1928.
WOLANSKY, D., Untersuchungen über die Sedimentationsverhältnisse des Schwarzen Meeres und ihre Anwendung auf das Nordkaukasische Erdölgebiet. — Geol. R., 24, 1933 und Nachtrag, 25, 1934.
WOOD, S. V., A Monograph of the Crag Mollusca. — Paleontogr. Soc., 1848 bis 1882.
WOOLRIDGE, S. W., The Pliocene history of the London basin. — Proc. geol. Ass., 38, 1927.
ZLATARSKI, G., La serie miocène en Bulgarie. — Period. Spisanie, 68, 1908.

Siehe auch:

I. 2. BORISSJAK, GIGNOUX, HAUG, KAYSER, PIRSSON & SCHUCHERT, WAGNER.
4. ABEL 1 und 3, GOTHAN, POTONIÉ & GOTHAN, KUHN 2, WEDEKIND, LAMOUCHE.
6. DEECKE 1 und 2, EVANS, FREBOLD, GERTH, Handbuch (1. Dänemark, 7. Spanien, 8. Persien, 12. Niederlande, 17. Syrien, 20. Brit. Isles, 23. Ägypten, 25. Kaukasus, 29. Mittelamerika), HEIM, HENNIG, KOCH, KRENKEL, MADSEN, 5. OBRUTSCHEFF, WEGENER.

III. KOEPPEN & WEGENER.
V. ARLDT, KOSSMAT.
XV. Jura: G. RICHTER.
XVI. Kreide: ASHAUER & HOLLISTER, KARRENBERG.

XVIIa. SCHRIFTTUM ÜBER TERTIÄRE GEBIRGSBILDUNG

ARCHANGELSKI, A., Geol. Bau und geol. Geschichte der UdSSR. — Moskau, 1941.
ARGAND, E., Sur l'arc des Alpes occidentales. — Ecl. geol. Helv., 14, 1916.
—, La tectonique de l'Asie. — C. R., 13. Intern. Geol. Congr. Brüssel 1922.
BROUWER, H., Zur Tektonik der betischen Kordillere. — Geol. R., 17, 1926.
CADISCH, J., Geologie der Schweizer Alpen. — Basel 1953.
CAREZ, L., Géologie des Pyrénées françaises. — Mém. Carte géol. France, 6, 1903 bis 1909.
GIGNOUX, M., & MORET, Les grandes subdivisions géologiques des Alpes françaises. — Ann. de géogr., 43, 1934.
HERITSCH, F., Die österreichischen und deutschen Alpen. Handb. reg. Geol., H. 18, 1914.
—, Die Deckentheorie in den Alpen. — Fortschr. Geol. u. Pal., 17, 1927.
KING, PH. B., An outline of the structural geology of North-America. — Guidebook 28. 16. intern. geol. Congr. Washington 1932. — Siehe auch daselbst Nr. 15, 16, 17, 19.
KOBER, E., Der Bau der Erde. Berlin 1928.
KOSSMAT, F., Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. — Abh. sächs. Ak. Wiss., Leipzig 1921.
—, Palaeogeographie und Tektonik. Berlin 1936.
KRAUS, E., I. Der alpine Bauplan. Berlin 1936. II. Baugeschichte der Alpen. Berlin 1952.
KUENEN, PH., Geological results of the Snellius Expedition. V. 1. Utrecht 1935.
KUENEN, PH., UMBGROVE, J. H., & VENING-MEINESZ, F. A., Gravity, Geology and Morphology of the East Indian Archipelago. Niederl. geodet. Comm., Bd. II, 1934.
LUGEON, M., Les grandes nappes de recouvrement des Alpes etc. — C. R. Congr. intern. geol. Wien 1900.
MASAROWITSCH, A., Grundzüge der Geologie der UdSSR. — Moskau, 1938.
MISCH, P., Der Bau der mittleren Südpyrenäen. — Abh. Wiss. Göttingen, III, 12, 1934.
MUSCHKETOW, D., Modern conceptions of the tectonics of central Asia. — C. R. 16. intern. geol. Congr. Washington 1933 (1935).
—, Tektonik Zentralasiens. Taschkent 1936.
RANSOME, F. L., The tertiary orogeny of the North American Cordillera and its problems. — Probl. North Amer. geol. New Haven 1915.
REED, R. D., Geology of California. — Amer. Assoc. Petroleum Geol. 1933, und daselbst Bulletin 19, 1935.
REED, R. D., & HOLLISTER, J. S., Structural evolution of Southern California. — Amer. Assoc. Petrol. Geol. Tulsa (Okl.), 1936.
RICHTER, G., & TEICHMÜLLER, R., Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten. — Abh. Ges. Wiss. Göttingen, 3. Folge, 7, 1933.
—, Das Grenzgebiet Alpen—Pyrenäen. — Abh. Ges. Wiss. Göttingen, 19, 1938.

RICHTER, M., Die deutschen Alpen und ihre Entstehung. Deutscher Boden, 5, 1937.
STAUB, R., Der Bau der Alpen. — Beitr. geol. Karte Schweiz, 24, 1924.
–, Tektonik Spaniens. — Vierteljahresschr. Naturf. G. Zürich 1926.
–, Der Bewegungsmechanismus der Erde. Berlin 1928.
–, Der Deckenbau Südspaniens. — Naturf. Ges. Zürich, 79, 1934.
–, Gedanken zum Bau der Westalpen. — Daselbst 82, 1937.
STILLE, H., Zum Pyrenäenproblem. — Assoc. ét. mediterr. occ. II, 1932.
–, Bemerkungen zur perimesetischen Faltung usw. — Abh. Ges. Wiss. Göttingen, III, 10, 1934.
–, Über westmediterrane Gebirgszusammenhänge. — Abh. Ges. Wiss. Göttingen, 12, 3, 1927.
–, Über europäisch-zentralasiatische Gebirgszusammenhänge. — Nachr. Ges. Wiss., Göttingen 1928.
–, Tektonische Beziehungen zwischen Amerika und Europa. — XVI. Intern. Geol. Kongr. Washington 1933 (1935).
–, Der derzeitige tektonische Erdzustand. — Sitz.-Ber. preuß. Ak. d. Wiss., 1935, XIII.
–, Die Entwicklung des amerikanischen Kordillerensystems in Raum und Zeit. — Sitz.-Ber. preuß. Ak. Wiss. Berlin, 15, 1936.
–, Einführung in den Bau Amerikas. Berlin 1940.
–, Der geotektonische Werdegang der Karpathen. — Geol. Jahrbuch, Beiheft 8. Hannover 1953.
TEICHMÜLLER, R., Deckenbau im Apenninbogen. — Abh. Ges. Wiss. Göttingen, 13, 1935.
DE TERRA, H., Himalayan and alpine orogenesis. — C. R. 16. intern. geol. Congr. Washington, 1933 (1936).
UMBGROVE, J. H. F., Geological history of the east Indies. — Bull. amer. assoc. petrol. geol., 22, 1938.
WIJKERSLOOTH, P. DE, Bau und Entwicklung des Apennins. Amsterdam 1934.
WILSER, J., Die geotektonische Stellung des Kaukasus. — Z. D. G. G., 90, 1928.
Siehe auch: I, 2: GIGNOUX; I, 3: CLOOS; I, 6: GERTH, Handbuch (7, 8, 10, 11, 16, 17, 18, 22, 25, 29), HEIM, KLEBELSBERG, LEUCHS 1 und 2, SUESS, TERMIER.

XVIII. DAS QUARTÄR

Quartär und Tertiär sind, was Dauer und biologische Selbständigkeit betrifft, nicht vergleichbar. Zeitlich erreicht das Quartär mit einer Dauer von etwa 1 Million Jahre nicht einmal die Länge früherer Epochen; biologisch könnte nur das Auftreten des Menschen als durchgreifendes Unterscheidungsmerkmal gelten (Anthropogen oder Psychozoikum einiger Autoren), wenn nicht die Seltenheit von Menschenresten im Altquartär dieses Kriterium illusorisch machen würde. Immerhin ist die Bezeichnung Quartär anderen vorzuziehen, welche entweder örtlich-faziell gebunden sind (Eiszeit, Nacheiszeit) oder Reminiscenzen längst verlassener Anschauungen (Diluvium) darstellen. Wir definieren demnach das Quartär als letzte noch nicht abgeschlossene Epoche der Neuzeit und teilen es in Pleistozän (= Eiszeit, Diluvium) und Holozän (Nacheiszeit, Alluvium). Die Abtrennung beruht vorwiegend auf klimatischen Faktoren und auf nichtmarinen Dokumenten der gemäßigt-kalten Zone, wobei die Ausbreitung bzw. das Schrumpfen der Inlandeisdecken auch den Rhythmus der Teilgliederung angeben. Diese Erscheinung wurde erst spät richtig gewertet, trotz älterer Vermutungen über früher größere Gletscherausbreitung (VENETZ, GOETHE, AGASSIZ, BERNHARDI). Die erratischen Blöcke oder Geschiebe, die sichersten Vereisungszeugen, wurden früher nach LYELL, als Drift-Spuren gedeutet, bis TORELL am 15. November 1875 durch Nachweis des geschrammten Untergrundes bei Rüdersdorf die Theorie der Inlandvereisung Nordeuropas auf gesicherte Basis stellte.

1. Flora und Fauna

Die Klimagürtel verschieben sich in den Eiszeiten äquatorwärts, in den warmen Zwischeneiszeiten polwärts und beeinflussen damit die Besiedelung der Erde. Im Tropengebiet und dort, wo ein Ausweichen vor ungünstigen Klimabedingungen oder eine Anpassung an dieselben möglich war, herrscht eine durchlaufende Entwicklung vom Pliozän bis zur Gegenwart. Fehlten diese Möglichkeiten, wie z. B. bei der zwischen nordischer und alpiner Vereisung eingezwängten Warmflora Mitteleuropas oder bei den an das Kaltklima angepaßten großen Säugern (Mammut, schlichthaariges Nashorn), so kam es zu einer regionalen Verdrängung oder gar zum endgültigen Aussterben. Daher sind die quartären Floren und Faunen meist klimatisch bedingte Faziesgemeinschaften von nur lokalem Leitwert.

Besonders klar ergeben sich diese Beziehungen aus der **Pflanzenwelt.** Die wärmeliebende pliozäne Flora hat sich in Europa nur südlich der Alpen erhalten (Omorica-Fichte Serbiens, Weymuth-Kiefer); zwischen dem nordischen Eis und den Alpen wurde sie entweder gänzlich vernichtet, oder sie wanderte in den Zwischeneiszeiten wieder ein, wobei sich aber nur wenige Arten in einzelnen Enklaven bis heute gehalten haben.

In Nordamerika, wo ein trennender Gebirgswall fehlt, sind pliozäne Formen bis heute erhalten geblieben.

Die eiszeitlichen und nacheiszeitlichen Floren Mittel- und Nordeuropas zeigen demnach drei typische Gemeinschaften, welche sich mehrfach ablösen und in glazialen Profilen mit eingeschalteten Torflagern übereinander nachgewiesen werden können; dazu dient vor allem das heute weitgehend ausgebaute Mittel der Pollenanalyse, die auf der Erhaltung des Pollens im Torf beruht.

1. Tundren- oder Dryasflora, heute auf den hohen Norden oder das Hochgebirge beschränkt, früher dem Eisrand zugeordnet: Silberwurz *(Dryas octopetala)*, Zwergweide *(Salix polaris* und andere), Zwergbirke *(Betula nana), Saxifraga oppositifolia,* einige Moose *(Hypnum turgescens* und andere), *Potamogeton filiformis, Potentilla aurea* (Gebirgsfingerkraut). Taf. LXV, 1 bis 4.

2. Steppenflora: im wesentlichen aus Gräsern, Moosen und niederen Sträuchern bestehend. Diese Gemeinschaft ist in kalten Zeiten für die nicht vereisten Teile Mitteleuropas bezeichnend (Löß-Steppen).

3. Waldfloren der Zwischen- und Nacheiszeiten, d. h. der wärmeren Perioden: neben tertiären Arten, welche sich teils bis ins ältere Interglazial *(Magnolia, Vitis, Rhododendron)*, teils bis ins jüngere *(Brasenia purpurea* — Seerose, *Dulichium spathaceum, Juglans regia (?)* — Walnuß, *Ficus* — Feige, *Buxus, Laurus)* gehalten haben, teils noch heute vorkommen *(Najas major, Stratiotes aloides, Taxus baccata, Trapa natans),* ist eine bestimmte pollenanalytisch nachweisbare Folge von Floren für die mehrfache Klimaabwandlung bezeichnend; von unten:

Dryaszeit: s. oben.

Birken-Kiefer-Zeit: *Pinus silvestris* (Föhre), *Betula alba* (Birke), *Populus tremula* (Pappel), später Fichte *(Picea excelsa)* und Weißtanne *(Abies pectinata).*

Eichen-Buchen-Zeit: *Quercus robur* (Eiche), *Quercus sessiliflora, Tilia platyphyllus* (Linde), *Acer platanoides* (Ahorn), *Fagus silvatica* (Buche), *Betula pubescens,* Hainbuche, Erle, Hasel, Weißdorn usw.

Auf dieses Optimum des Klimas folgt dann wieder, in umgekehrter Folge, eine Kiefer-Birken-Zeit und eine Dryaszeit. Eine ziemlich vollständige Abwandlung dieser Art ist mehrfach zwischen eiszeitlichen Sedimenten angetroffen worden und liefert den Beweis für lange Zwischeneiszeiten.

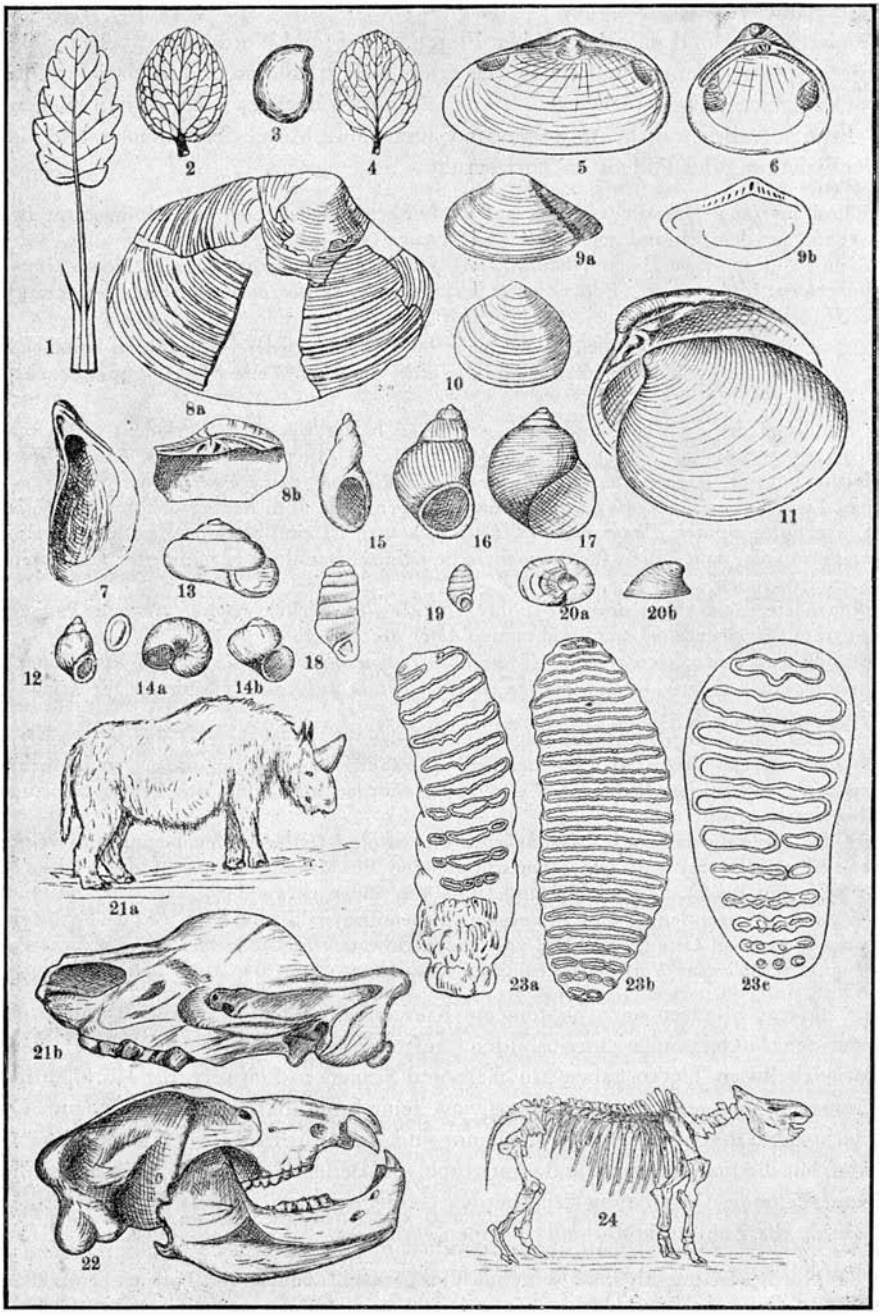
Auch im Holozän läßt sich bei uns eine Florenfolge festlegen. Sie beginnt mit einer arktischen (Dryas) Zeit; einer fortschreitenden Erwärmung entspricht die boreale Zeit (Kiefer und Birke), in der Hasel und Ulme von Süden einwandern; das Klimaoptimum liegt in der nachfolgenden atlantischen (Eichenmischwald) und subborealen Zeit, in der die Fichte von Osten, die Buche von Süden einwandern. Die letzte, subatlantische Periode bringt wieder eine Verschlechterung des Klimas.

Von anderen Pflanzen seien Diatomeen (Kieselalgen) genannt, welche in limnischen und marinen Ablagerungen gesteinsbildend auftreten können (Kieselgur).

Von **wirbellosen Tieren** haben Muscheln und Schnecken Leitwert; die Korallenriffe der Tropen weisen gegenüber der Gegenwart keine brauchbaren Unterschiede auf. Da die Flachmeere, deren Spuren allein bekannt sind, klimatischen Schwankungen zugänglich sind, hat die Fauna fazielle und stratigraphische Bedeutung, wobei es sich allerdings mehr um regionale Verbreitung stenothermer Gemeinschaften, als um echte Leitfossilien handelt, da die Zahl ausgestorbener Formen gering ist.

In der Nordsee macht sich schon seit dem Pliozän eine Zunahme von Formen bemerkbar, die heute an die Küsten Islands und Grönlands gebunden sind. So treten im tiefsten Quartär Englands (Chillesford-Sande) *Cardium groenlandicum, Mactra solida, Mya truncata, Tellina*

Tafel LXV, Quartär



Erklärung nebenstehend

lata, Yoldia oblongoides, Natica catena, Turritella terebra auf. In dem hangenden Weyburn Crag ist der Anteil arktischer Formen noch größer: *Cyprina islandica* (Taf. LXV, 11), *Astarte borealis* (Taf. LXV, 10), *Mya arenaria* (Taf. LXV, 5), *Tellina (Macoma) baltica, Saxicava arctica.* Die eigentlichen „kalten" Quartärformen sind vor allem durch *Yoldia (Portlandia, Leda) arctica* (Taf. LXV, 9), *Yoldia myalis, Leda pernula, Tellina (Macoma) calcarea, Mya truncata* ausgezeichnet, denen sich einige gemäßigt-boreale Formen zugesellen *(Cardium edule, Tellina [Macoma] baltica, Cyprina islandica* usw.) Für sich allein betrachtet, hat kaum eine dieser Arten stratigraphischen Wert, wohl aber die Gemeinschaft. Bedeutsamer ist die auf das letzte große Interglazial beschränkte warme Eem-Fauna (nach dem Eem-Fluß in Holland) in Holland, Dänemark und Schleswig-Holstein. Ihre Kennzeichen sind die lusitanischen (d. h. an der Atlantik-Küste Portugals lebenden) Arten: *Tapes senescens (= aureus var. eemensis,* Taf. LXV, 8), *Lucina divaricata, Tellina donacina,* denen sich auch noch einige andere, heute im Norden zum mindesten seltene Arten zugesellen; einige gehen auch in die andere Fazies über, so daß gelegentlich Mischfaunen mit kälterem Einschlag entstehen (Skaerumhede-Serie Dänemarks).

In der Spätglazialzeit ist die arktische Yoldienfauna *(Yoldia arctica, Pecten islandicus, Saxicava arctica* usw.) in Südnorwegen einerseits, in Nordosteuropa andererseits weit verbreitet. Sie wird in Norwegen abgelöst von der wärmeren *Arca- (glacialis)* Fauna, auf die eine Hebung folgt *(Mytilus edulis*-Bänke, *Mya truncata, Buccinum);* im Baltikum entspricht diesem Stadium der Binnensee mit *Ancylus fluviatilis* (Taf. LXV, 20). Im späteren Postglazial sind an der norwegischen Küste *Tapes decussatus,* im Baltikum *Litorina litorea* (Taf. LXV, 17) bezeichnend, welche daselbst heute fehlen bzw. sehr selten sind.

Im Mittelmeergebiet lassen sich faunistisch drei Stadien des Quartärs erkennen. Die älteste, sizilische Fauna ist durch das Verschwinden pliozäner Formen bis auf einige Relikte *(Plicatula mytilina, Nucula placentina, Dentalium rectum)* und durch atlantische Einwanderer *(Cyprina islandica, Mya truncata, Buccinum undatum)* ausgezeichnet. Die zweite, thyrrhenische Fauna enthält wenige heute erloschene Arten *(Tapes dianae,* aff. *T. senescens),* aber zahlreiche südatlantische Einwanderer *(Strombus bubonius, Mytilus senegalensis, Natica lactea).* Diese sehr warme, mittelpleistozäne Vergesellschaftung geht durch Verschwinden der südatlantischen Arten in die heutige Mittelmeerfauna über.

Die Süßwassermollusken liefern einige stratigraphisch wichtige Gemeinschaften.

Von Muscheln ist besonders *Corbicula* (wie *Cyrena,* aber mit leistenförmigen Seitenzähnen) *fluminalis* zu erwähnen, welche vom Oberpliozän bis in die älteren Interglaziale hinaufgeht, dann aber ausstirbt (Taf. LXV, 6). Das kreisrunde *Sphaerium (corneum, rivicola)*

Tafel LXV (S. 648), Quartär

1. *Dryas octopetala* (Silberwurz); 2. *Salix polaris* (Zwergweide); 3. *Potentilla aurea* (Frucht); 4. *Salix herbacea.*

5. *Mya arenaria;* 6. *Corbicula fluminalis;* 7. *Dreissensia polymorpha;* 8. *Tapes senescens = aureus eemensis,* b Schloß; 9. a und b *Yoldia arctica;* 10. *Astarte borealis;* 11. *Cyprina islandica.*

12. *Bithynia tentaculata,* mit Deckel; 13. *Helix hispida;* 14. a und b *Valvata piscinalis;* 15. *Succinea oblonga;* 16. *Paludina diluviana;* 17. *Litorina litorea;* 18. *Sphyradium (Pupa) edentulum columella,* natürliche Größe; 19. *Pupilla muscorum;* 20. a und b *Ancylus fluviatilis.*

21. *Elasmotherium sibiricum,* a Rekonstruktion nach OSBORN, b Schädel, etwa $^1/_{17}$ natürlicher Größe; 22. *Ursus spelaeus* (Höhlenbär); 23. Backenzahn von a *Elephas antiquus,* b *Elephas primigenius,* c *Elephas trogontherii,* alle etwa $^1/_4$ natürlicher Größe; 24. *Rhinoceros* (Coelodonta) *[Tichorhinus] antiquitatis,* etwa $^1/_{66}$ natürlicher Größe.

Abb. 1, 5, 6, 7, 8 aus SONNTAG, Geol. von Westpreußen, Abh. 2, 3, 4, 23 a, b aus WERTH, der fossile Mensch.

ist auch vorwiegend altpleistozän, während das ovale *Pisidium* altpleistozäne *(astartoides)* und jüngere Arten *(Pisidium amnicum)* aufweist. Erwähnenswert ist noch die zu den Mytiliden gehörende *Dreissensia polymorpha*, welche schon im kaspischen Altpleistozän auftritt, nach der Eiszeit aber nach Mitteleuropa (Peribaltikum) einwandert (Taf. LXV, 7).

Von den Schnecken sei unter den Kammkiemern zunächst *Melanopsis (acicularis)* genannt, welches im Altpleistozän häufiger ist. Die kreisel- bis scheibenförmigen, genabelten Valvaten haben im Altpleistozän *(Valvata naticina)* und in den jüngsten Interstadialen (Masuren, *Valvata sorensis)* bezeichnende Vertreter; die häufigste *Valvata piscinalis* ist allerdings stratigraphisch kaum verwertbar (Taf. LXV, 14). Wichtig sind auch die höher gewundenen, ungenabelten Paludinen. Im Präglazial bzw. im ältesten Pleistozän sind glatte Paludinen *(Viviparus)* häufig *(Paludina media, glacialis)*. In der zweitletzten Zwischeneiszeit ist *Paludina diluviana* typisch (Taf. LXV, 16); nach STEUSLOFF lebt sie in Südosteuropa bis heute, während sie in Mitteleuropa schon in der letzten Zwischeneiszeit und heute durch Varietäten ersetzt wird, die etwa im unteren Donaugebiet ihr Entwicklungszentrum hatten und von dort in den Zwischeneiszeiten nach Nordwesten einwanderten. Von Hydrobiiden ist *Bithynia (tentaculata)* gelegentlich häufig, aber stratigraphisch indifferent (Taf. LXV, 12); die höher aufgewundene *Belgrandia (germanica, marginata)* ist dagegen für die letzte Zwischeneiszeit bezeichnend.

Unter den Pulmonaten sei von den Limnaeiden der scheibenförmige *Planorbis* erwähnt: *Planorbis arcticus* ist in den letzten Interstadialen und im Spätglazial häufig, *Planorbis strömi* reicht noch in die Ancylus-Zeit hinauf. *Planorbis umbilicatus* ist eine Form der Litorina-Zeit, *Planorbis corneus* eine Art der Mya-Zeit und der Gegenwart. Zu den Limnaeiden gehört auch der mützenförmige *Ancylus*, kennzeichnend für den baltischen Binnensee der mittleren Nacheiszeit (Taf. LXV, 20). Weit verbreitet sind die Heliciden. *Helix* im weiteren Sinne ist im jüngeren Interglazial *(Helix canthensis, Zonites verticillus)* und im Postglazial *(Helix pomatia)* häufig; wichtig sind die im Löß häufigen *Helix hispida* (Taf. LXV, 13), *Hygromia montana* var., *Xerophila striata*. Die zylindrische *Pupa* ist im Löß *(Pupa muscorum)*, aber auch in der Spät- und Nacheiszeit bekannt (Taf. LXV, 10). Weitere Lößformen sind *Succinea oblonga* (Taf. LXV, 15), *Clausilia* (links gewunden, mit Deckel) *parvula, Buliminus tridens, Sphyradium (Pupa) edentulum* (Taf. LXV, 18).

Von **Wirbeltieren** sind im Quartär Fische, Amphibien, Reptilien wenig bezeichnend und schließen sich eng an das Gegenwartsbild an. Bei den Vögeln sei die reiche Entwicklung großer flügelloser Formen in dem australischen und neuseeländischen Bereich erwähnt *(Dinornis, Palapteryx,* auf Madagaskar *Aepyornis)*.

Bei den Säugern sind geographisch bedingte provinzielle Merkmale bedeutsam; es sei erwähnt, daß nach den Untersuchungen von ARLDT diese auch bei den niederen Tieren des Landes nachgeprüft werden können. Die wichtigsten Bereiche sind:

Die australische Provinz, welche sich frühzeitig absonderte, ist durch das Fehlen höherer Säugetiere ausgezeichnet, während die Monotremen *(Echidna, Ornithorhynchus)* erstmals auftreten und Beuteltiere *(Thylacoleo, Diprotodon, Nototherium)* gewaltige Größe erreichen.

Südamerika besaß eine eigenartige, in das Tertiär zurückreichende Fauna, welche neben Beuteltieren durch die gewaltigen Edentaten gekennzeichnet ist (Faultiere, Gürteltiere, Ameisenbären). Unter den Faultieren seien das vorne krallenbewehrte, riesige *Megatherium* mit starkem Schwanz (Taf. LXIV, 9) und das kleinere *Mylodon* genannt. Unter den gepanzerten, mit großen Knochenplatten auf Rücken und Schwanz versehenen Gürteltieren seien *Glyptodon* (Taf. LXIV, 10) und *Panochthus* erwähnt. Daneben sind aber schon im Quartär große Katzen, Tapire und Lamas häufig und zeigen Beziehungen zu Nordamerika. Die Isolierung war also nicht vollständig, zumal die Edentaten-Fauna bis Mexiko im Norden reicht. Die einheimischen Ungulaten erlöschen allmählich. *Macrauchenia* und *Toxodon* sind noch vorhanden.

Demgegenüber zeigen Eurasien, Nordamerika und auch Afrika[1]) eine größere Homogenität (Flußpferde). Die Säugetiere sind hier für die Gliederung des Quartärs von ausschlaggebender Bedeutung, wobei vermerkt sei, daß in Nordamerika *Mastodon, Hipparion, Machairodus* sich länger gehalten haben als in Europa, was wohl auch (s. oben, Pflanzen!) dadurch zu erklären ist, daß das Fehlen eines äquatorialen Gebirgsgürtels das Ausweichen vor dem Eise ermöglichte. Auch in Afrika persistieren *Dinotherium, Hipparion, Sivatherium, Chalicotherium* und andere Pliozänformen bis ins Mittelquartär (Oldoway, Ostafrika).

Von Raubtieren ist die Bärenfamilie wichtig. Sie liefert im Altpleistozän kleinere Formen *(Ursus arvernensis* und *Ursus deningeri,* den Vorfahren des Höhlenbären). Der Höhlenbär selbst *(Ursus spelaeus)* erscheint in der Rißeiszeit und erreicht die größten Ausmaße (Taf. LXV, 22). Er stirbt im Laufe der letzten Eiszeit aus (Degenerationsmerkmale), im Gegensatz zu dem später auftretenden, die Eiszeit überdauernden braunen Bären *(Ursus arctos).*

Wolf und Fuchs sind im jüngeren Pleistozän häufig. Nicht unwichtig ist die weite Verbreitung der Hyäne in Europa; die altpleistozäne *Hyaena mosbachensis* ist der heutigen Streifenhyäne verwandt, die jüngere *Hyaena spelaea* steht der rezenten *Hyaena crocuta* nahe. Eisfuchs *(Canis lagopus)* und Vielfraß *(Gulo borealis)* sind Zeugen des kalten Klimas.

Von den Katzen reicht der Säbelzahntiger *(Machairodus)* bis ins ältere Pleistozän Nordamerikas hinauf. Der Löwe *(Felis spelaeus)* ist in Europa bis zur Nacheiszeit vorhanden; im tieferen Pleistozän sind Panther *(Felis pardus),* später Wildkatze und Luchs unselten. Fazielle Bedeutung hat der im jüngeren Pleistozän Europas häufigere Steppeniltis *(Foetorius eversmanni)* und der Eisfuchs *(Vulpes lagopus).*

Für faziell-klimatische und biostratigraphische Untersuchungen sind unter den Nagern besonders die Wühlmäuse (Microtinen) wichtig. Ferner ist außer dem Biber, seinem Riesenvorfahren *(Trogontherium)* und dem arktischen Schneehasen vor allem die jungpleistozäne Steppenfauna des Löß zu nennen: Ziesel *(Spermophilus),* Lemminge *(Myodes), Dicrostonyx torquatus, Lemnus obensis,* Pferdespringer *(Allactaga),* Pfeifhase *(Lagomys),* Murmeltier *(Arctomys).*

Unter den Subungulaten haben die Proboscidier (Elefanten) die größte stratigraphische Bedeutung. Von pliozänen Vorfahren setzt *Mastodon* in Nordamerika bis in die historische Zeit fort, *Stegodon* und *Dinotherium* ins Mittelpleistozän Südasiens und Afrikas. In Europa wird das Aussterben von *Mastodon* als Grenze gegen das Pliozän angesehen. Die Unterscheidung der Elefanten gründet sich besonders auf die Zahl und Form der Lamellen in den Backenzähnen (Taf. LXV, 23 a–b).

Als Stammform gilt der pliozäne, südasiatische *Elephas planifrons,* der wohl von bestimmten Mastodonten abstammt. Von ihm geht neben einer indischen Reihe der große Südelefant *(Elephas meridionalis)* aus, welcher im Jungpliozän nach Europa einwandert. Unter dem Einfluß des Klimawechsels spaltet er sich in zwei Gruppen: die für die Zwischeneiszeiten bezeichnenden Waldformen *(Elephas antiquus),* die vor der letzten Eiszeit aussterben und die Steppenformen, welche vom älteren *Elephas trogontherii* zum wollhaarigen Mammut *(Elephas primigenius)* führen, das sich in Sibirien bis in die Nacheiszeit gehalten hat (Abb. 5, S. 26 und Abb. 219). Von dort wandert der Stamm über die Austauschbrücke der Beringstraße nach Amerika ein, wo eine analoge Entwicklungsreihe bekannt ist. In Europa überleben die Elefanten die letzte Vereisung nicht. Erwähnt seien noch die Zwergelefanten der Mittelmeerinseln (Sizilien,

[1]) Madagaskar zeigt eine teilweise Isolierung (große Halbaffen).

Malta, Cypern, Kreta), deren Kleinwüchsigkeit wohl eine Folge insularer Abschließung ist.

Bei den Unpaarhufern sind die Rhinocerotен wichtig, welche oft in Begleitung der genannten Elefantenarten auftreten. Von dem pliozän-altpleistozänen *Dicerorhinus etruscus* stammt *Dicerorhinus hemitoechus* ab, von dem Zähne mit Futterresten (Rosenstachel) in den interglazialen Eem-Schichten gefunden wurden. Eine andere „warme" Art ist der häufige Begleiter von *Elephas antiquus, Dicerorhinus*

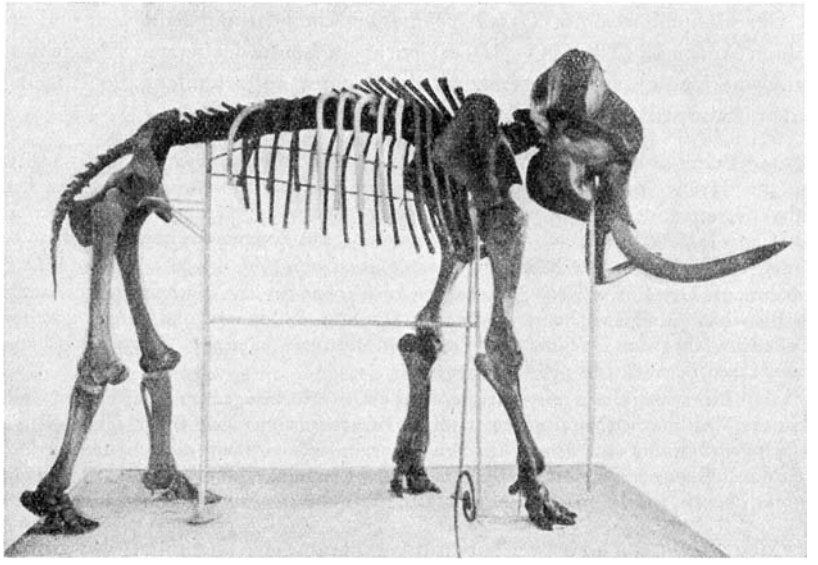


Abb. 219. Skelett des Beresowka-Mammuts (Sibirien) im Museum Leningrad. Nach E. W. PFITZENMAYER aus W. SALENSKI (s. auch Abb. 5, S. 26). Etwa $^1/_{50}$ natürlicher Größe. Die mitteleuropäische Rasse war beträchtlich größer.

mercki aus den älteren Interglazialen. Dagegen ist das behaarte Nashorn *(Coelodonta antiquitatis)* ein Begleiter des Mammuts bis zum Ende der letzten Eiszeit (Taf. LXV, 24). Gut erhaltene Reste sind im Bodeneis Sibiriens unselten; ganze Kadaver wurden in einer mit Erdwachs gefüllten Spalte in Galizien (Starunja) gefunden (Abb. 4, S. 25). Das große Tundren-Nashorn *Elasmotherium* (Taf. LXV, 21) mit einem runden Höcker auf dem Stirnbein, der wohl ein Horn trug, hat hochkronige Zähne mit gewelltem Schmelz (Altpleistozän Osteuropas). Die Tapire sind in Europa verschwunden, aber in China und in der Neuen Welt häufig.

Unter den Pferden sind Zebravorläufer mit gekräuseltem feinem Schmelz der Backenzähne im Altpleistozän häufig *(Equus süßenbornensis);* einige Arten reichen ins Pliozän hinab *(Equus stenonis).* Die Edelpferde mit geradsäuligen Backenzähnen ohne Schmelzkräuselung sind im älteren Pleistozän durch *Equus steinheimensis* (Steinheim an der Murr) vertreten. Das Wildpferd erscheint in zwei Varietäten: die schmal-

stirnige westliche Form besitzt schon altpleistozäne Vertreter *(Equus mosbachensis)*, ist aber dann auch im jüngsten Interglazial häufig *(Equus taubachensis)*; das breitstirnige östliche Wildpferd *(Equus przewalskii)* war im Jungpleistozän in Europa häufig und zog sich später nach der Mongolei zurück. Im jüngeren Pleistozän erscheint auch der Wildesel *(Equus hemionus)*, der heute ebenfalls in der Mongolei weiterlebt. In Nordamerika ist der Übergang von pliozänen Pferden an der Tertiärgrenze zu *Equus* gut zu beobachten; das im Pleistozän häufige Pferd starb später aus und wurde erst durch Europäer wieder eingeführt.

Von Paarhufern sind Wildschweine in Afrika und Asien häufig. Das Flußpferd ist nur im Altpleistozän Südwesteuropas bekannt. Wichtig und reichhaltig sind ferner die Hirsche.

Die im Pliozän beginnenden Riesenhirsche *(Cervus megaceros)* zeigen eine bemerkenswerte Entwicklung des Gebisses und der Geweihform (Lage der Seitensprosse). Die altpleistozänen Formen sind *Cervus megaceros mosbachensis, süssenbornensis* und *Cervus megaceros verticornis;* von den jüngeren *Cervus megaceros germanicus* und *giganteus* ist der letzte in den späteiszeitlichen Mooren häufig. Die Edelhirsche *(Cervus elaphus)* entstehen in der Eiszeit und sind während des ganzen Pleistozäns verbreitet; auch der Elch *(Alces latifrons*, später *Alces palmatus)* erscheint in Altpleistozän. Das Rentier *(Rangifer tarandus)* ist in der vorletzten Eiszeit noch selten und erreicht vor allem in der Späteiszeit leitende Bedeutung *(Rangifer arcticus)*. Reh *(Cervus capreolus)* und Damhirsch *(Cervus dama)* sind schon vor der letzten Zwischeneiszeit vertreten. Im Altpleistozän Europas verschwinden die asiatischen Hirsche *Axis* und *Rusa*.

Gemse und Steinbock waren auch außerhalb der Gebirge bekannt; die sibirische Saiga war in Europa heimisch. Der Moschusochse *(Ovibos moschatus)* ist in den Ablagerungen kalter Zeiten unselten.

Von Rindern tritt der Wisent *(Bison priscus)* schon im ältesten Pleistozän auf; zu Beginn der Nacheiszeit war er in Europa häufig. Der Auerochse *(Bos primigenius)*, der Vorfahre des langhörnigen Rindes, ist seit der letzten Zwischeneiszeit bekannt.

Die Kamele sind nur in Südosteuropa vertreten; in Nordamerika waren sie im älteren Pleistozän noch weit verbreitet.

Nach Säugetieren lassen sich mithin in Europa vier Abschnitte trennen:

1. Die pliozän-pleistozäne Übergangsfauna: *Elephas meridionalis, Rhinoceros etruscus, Equus stenonis, Cervus verticornis, Hippopotamus major.*

2. Die altpleistozäne Fauna: *Elephas antiquus, Elephas trogontherii, Rhinoceros mercki, Rhinoceros etruscus, Equus süssenbornensis* und *mosbachensis, Ursus deningeri.*

3. Die jungpleistozäne Fauna: *Elephas primigenius, Rhinoceros antiquitatis, Ursus spelaeus.*

4. Die spätpleistozäne Fauna: *Rangifer tarandus, Equus przewalskii, Megaceros hibernicus* (irischer Riesenhirsch).

Für die zeitliche Gliederung ist nicht der Einzelfund, sondern die Häufigkeit und die Faunengemeinschaft entscheidend, daneben die klimatische Fazies. Die Entwicklung des Menschen s. S. 675–680.

2. Regionale Beschreibung

A. Das nordeuropäische Vereisungsgebiet

a) Untersuchungsmethoden

Im Pleistozän wurden im Bereiche des Skandinavischen Hochgebirges und östlich davon mehrfach, infolge säkularer Klimaverschlechterung, feste Niederschläge (Firneis) in Mächtigkeiten von 2000 m und mehr gestapelt. Von dieser gewaltigen, hochgelegenen Eiskalotte ausgehend, stießen riesige Gletschermassen bis Mitteleuropa vor, und zwar mehrfach, so daß im Verlauf des Pleistozäns Vereisungszeiten mit wärmeren Zwischeneiszeiten abwechselten; während der letzten schmolz das Eis weitgehend zurück. Aus diesem Befund ergibt sich die Möglichkeit einer stratigraphisch-faziellen Behandlung, durch Beobachtung der Aufeinanderfolge glaziärer (d. h. unter mittelbar oder unmittelbarer Eiseinwirkung entstandener) und extraglaziärer (d. h. außerhalb des Eisgürtels in wärmerer Umwelt gebildeter) Sedimente. Die entsprechenden warmen und kalten Zeiten werden als glazial und interglazial unterschieden (nach GRAHMANN, Zeitschr. f. Gletsch., 1932). Dieser Gliederung sind durch die Lückenhaftigkeit pleistozäner Sedimente Grenzen gesetzt. Im Norden hat die jüngste Vereisung oft ältere Spuren zerstört; im Süden fehlen jüngere

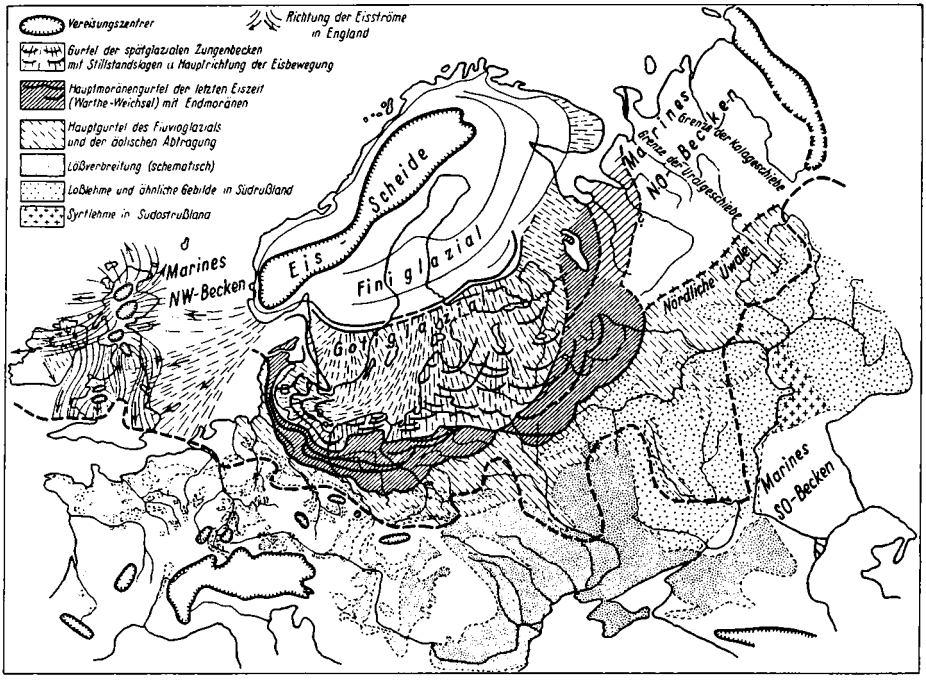


Abb. 220. Das nordeuropäische Vereisungsgebiet und seine periglaziäre Umrahmung.

glaziäre Bildungen und die älteren verzahnen sich mit heteropischen extraglaziären Sedimenten. Eine gewisse Vollständigkeit ist also nur in einem mittleren Bereich, z. B. in Teilen der norddeutschen Tiefebene gegeben, wo schon frühzeitig drei Eiszeiten (alphabetisch von der älteren angefangen: Elster-, Saale-, Weichsel-Eiszeit) und zwei Interglaziale (nach K. RICHTER mit den Anfangsbuchstaben als Es- und Saw-Interglazial) unterschieden wurden. Zwischen Saale- und Weichsel-Eiszeit wird heute noch die Warthe-Eiszeit eingeschoben und demnach ein Saw- und Waw-Interglazial unterschieden.

Die zweite Untersuchungsmethode glaziärer Sedimente geht von der Gesteinszusammensetzung und Textur der Grundmoräne des Inlandgletschers aus. Diese Grundmoräne besteht aus der Grundmasse und aus den Geschieben. Die Grundmasse hat in Norddeutschland meist die Beschaffenheit eines ungeschichteten kalkhaltigen Lehmes – des Geschiebemergels; im Norden, wo die Zerreibung noch weniger fortgeschritten war und wo das Material meist von kristallinen Gesteinen stammt, ist die Grundmasse vorwiegend sandig. Eine Untersuchung der Grundmasse auf den Gehalt an bestimmten Komponenten (schweren Mineralien) ist in den letzten Jahren im Hinblick auf die Herkunft mit wechselndem Erfolg versucht worden. In dieser Grundmasse liegen die Geschiebe, deren Auswertung in zwei Richtungen erfolgen kann:

1. Petrographische Bestimmung im Hinblick auf die Herkunft. Die Geschiebe sind ja vom Eise verfrachteter Grobschutt; ihr Herkunftsort läßt also Rückschlüsse auf die Bewegungsrichtung des Eises zu. Dabei muß in der norddeutschen Ebene zwischen Nah- (Lokal-) und Fern-Geschieben unterschieden werden. Die ersten sind abgeschürfte Zeugen des Untergrundes aus der Umgebung der Fundstelle, über deren Gesteinsfolge sie gelegentlich Auskunft geben können. Wichtiger sind die aus Skandinavien, der Ostsee und Finnland stammenden Ferngeschiebe, soweit sie zu Gesteinen gehören, deren anstehender Verbreitungsraum eng begrenzt ist. Dazu gehören z. B. die Rapakiwi-Granite Westfinnlands und der Ålandsinseln, braune und rote Ostseeporphyre, gewisse Diabase, Porphyre und Granite Ostschwedens, rote jotnische Sandsteine, Gotländer Silurkalke, die Rhombenporphyre von Oslo usw. Über eine rein qualitative Bestimmung dieser „Leitgeschiebe", welche den Transportweg und damit die Bewegungsrichtung des Eises angibt (Abb. 221) hinaus, ergibt eine quantitative Untersuchung, daß Geschiebemergel verschiedenen Alters einen prozentual verschiedenen Bestand an regional begrenzten Leitgeschieben besitzen, welcher innerhalb einer Moräne relativ konstant ist. Die Auszählung erfolgt nach verschiedenen Methoden, von denen die von HESEMANN hier erläutert sei:

Die kristallinen Geschiebe einer Probe werden in vier Gruppen geteilt:

1. Östlicher Bereich: Finnland, Ålandsinseln, nördliche Ostsee, Nordschweden (Rapakiwi, Ostseeporphyr und andere).

2. Mittlerer Bereich: Mittelschweden, mittlere Ostsee (Dalaporphyr, Upsala- und Stockholmgranite und andere).

3. Südlicher Bereich: Süd- und Westschweden, Bornholm, südliche Ostsee (Vexiö- und Bornholm-Granite, Basalte von Schonen usw.).

4. Westlicher Bereich: Norwegen (Rhombenporphyre und andere).

Die Stückzahlen werden auf die Summe 10 umgerechnet und liefern vier Zahlen, die hintereinander gestellt werden. So ergaben z. B. nach K. RICHTER & MÜNNICH drei übereinanderliegende Geschiebemergel auf Rügen: Oberer Geschiebemergel — 6220; Mittlerer Geschiebemergel — 1180; Unterer Geschiebemergel — 3160. Der hohe Gehalt finnischer Gesteine im oberen Geschiebemergel deutet auf eine ost-westliche Bewegung des Eises hin.

Gute Ergebnisse erzielte MÜNNICH, indem er diese Methode mit der in Dänemark gebräuchlichen prozentualen Berechnung des Feuerstein-Gehaltes (aus der Kreide) kombinierte und auch sedimentäre Geschiebe in Betracht zog, eine Methode, die später von K. RICHTER und LADWIG verfeinert wurde. Es sollen sich dadurch sogar die einzelnen Rückzugsstadien der letzten Eiszeit unterscheiden lassen.

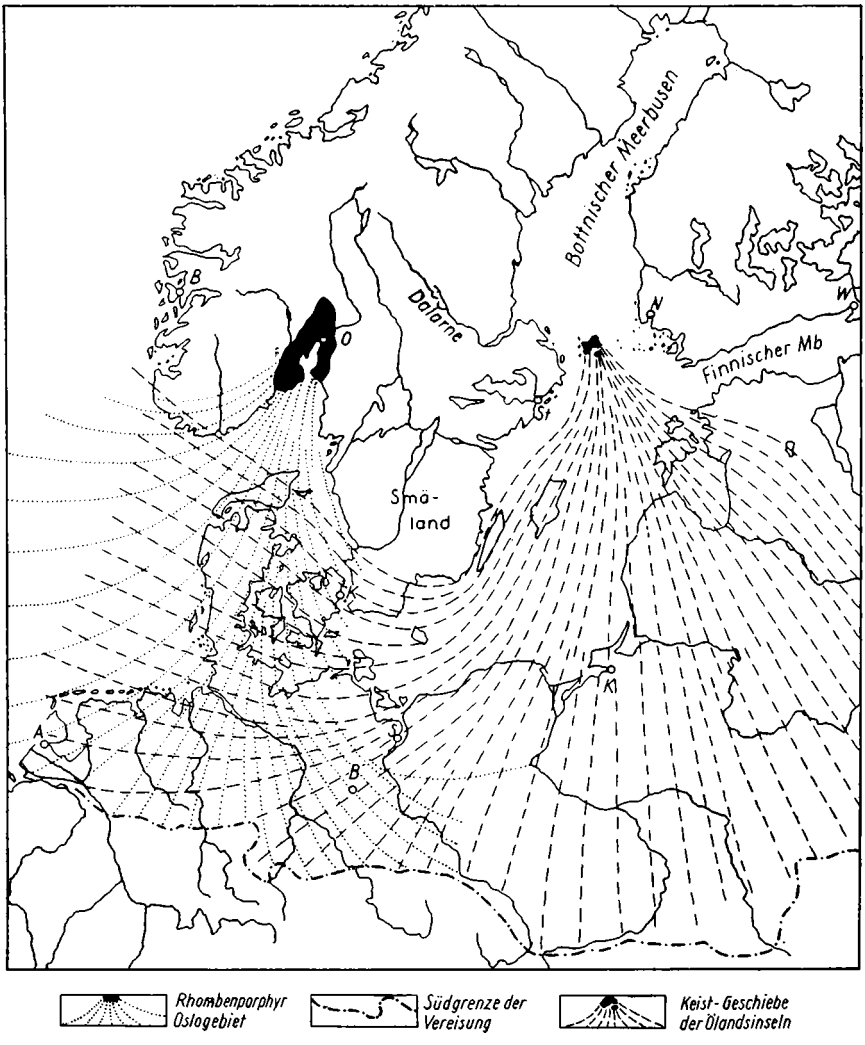


Abb. 221. Streufächer west- und ostfennoskandischer Geschiebe.
Nach J. KORN & K. RICHTER.

2. Gefügeuntersuchungen am Geschiebemergel erlauben nach K. RICHTER den Mechanismus der Eisbewegung und die lokale Bewegungsrichtung festzustellen. Sie bestehen in einer Festlegung der Raumlage von Scherflächen im Geschiebemergel und von Längsachsen der Geschiebe, welche nach K. RICHTER überwiegend der Richtung der Eisbewegung entsprechen. Dadurch lassen sich die einzelnen Eisströme unterscheiden und die glaziäre Landschaftsformung deuten.

Die dritte Untersuchungsmethode ist vorwiegend morphologisch. Die auf einer Wechselwirkung von Aufschüttung und Erosion beruhende glaziäre Landschaft ist in frischer Form nur im Bereiche der letzten Vereisung erhalten; in älteren Vereisungsgebieten sind die glaziären Formen durch Verwitterung und Erosion zum Teil zerstört. Man kann dabei mit GRIPP zwischen einer später veränderten Altmoränen-Landschaft und einer frischen Jungmoränen-Landschaft unterscheiden.

Auch die Verwitterung gibt wertvolle Hinweise: Zersetzung kristalliner Geschiebe, Entkalkung der Grundmasse, Oxydation der Eisenverbindungen (Ferretisierung). Die oberflächlichen Teile des Geschiebemergels wurden in einen bräunlichen Lehm umgewandelt, der um so mächtiger ist, je länger er der interglazialen Verwitterung ausgesetzt war (Gumbotil in Amerika). Aus dem Auftreten mehrerer Verwitterungs-Horizonte (alter Oberflächen) übereinander kann man auf mehrere Zwischeneiszeiten schließen.

Bei den eiszeitlichen Formen, die durch Einwirkung des Gletschers und seiner Schmelzwässer entstehen, unterscheidet man randliche (marginale) und innere Elemente.

Marginale Formen sind vor allem die Endmoränen, deren ± zusammenhängende Wälle die norddeutsche Ebene durchsetzen. Diese linearen Schuttstapel bildeten sich während eines Stillstandes des Gletschers, wenn das nachrückende Eis abschmolz und den mitgeschleppten Schutt fallen ließ. Bei Oszillationen des Eisrandes wird dieser Schutt zusammengeschoben und bildet Stauchmoränen; dabei vermag die bewegte Eislast auch den sedimentären Untergrund bis zu einer gewissen Tiefe aufzustauchen, worauf die oberflächlichen Lagerungsstörungen beruhen, die oft mit tektonischen Erscheinungen verwechselt werden. Schöne Beispiele liefert die Kreide von Rügen, das Tertiär der unteren Oder, die Braunkohlen der Niederlausitz (Muskauer Faltenbögen).

Zu den Eisrandbildungen gehören ferner die Sandr-Felder, flach nach außen geneigte Sandflächen, deren Material von den Schmelzwässern des Gletschers aus den Endmoränen ausgespült und außerhalb derselben ausgebreitet wurde. In enger Verbindung damit stehen die Urstromtäler und Stauseen des Eisrandes.

Die Schmelzwässer in der norddeutschen Ebene konnten nicht nach Süden abfließen, da dort höheres Gelände lag; der Abfluß nach Norden war durch das Eis versperrt. So wurde das Wasser in Seen aufgestaut und suchte sich dann den bequemsten Abfluß nach der Nordsee, d. h. parallel dem Eisrand nach Nordwesten. Auf diese Weise entstanden die Urstromtäler, breite, von Flußsand erfüllte Rinnen, die bei uns OSO-WNW, parallel zu den Eisrandlagen verlaufen. Sie wurden später durch Flußerosien zerschnitten und gehören heute verschiedenen Talnetzen an; vielfach sind die füllenden Talsande infolge Absenkung der Erosionsbasis terrassiert (Abb. 222).

Stauseen bildeten sich auch innerhalb des Endmoränenkranzes, welcher zuweilen den Abfluß abdämmte. Ein gutes Beispiel liefert das früher viel ausgedehntere Haff an der Odermündung. Noch größer war der Baltische Stausee, welcher in der Späteiszeit die südliche und mittlere Ostsee nebst Teilen von Schweden und Finnland umfaßte (Abb. 225). DE GEER hat

als erster auf die rhythmische Sedimentation in diesen Seen hingewiesen; die hier abgelagerten Bändertone bestehen aus dickeren und gröberen, sandigen Sommer-Lagen und aus dünnen, meist dunklen tonigen Winter-Lagen (= Warven); der Wechsel ist durch die stärkere Transportkraft in schmelzwasserreichen Sommern bedingt. Das Dickenverhältnis der Warven einzelner Jahre bleibt innerhalb eines Beckens gewahrt, so daß die Aufschlüsse sich vergleichen (konnektieren) lassen. Durch Untersuchungen über ganz Schweden hat DE GEER nachgewiesen, daß der Eisrand etwa 12 000 Jahre vor unserer Zeitrechnung noch in Schonen stand. Kleine Modifikationen ergaben sich für die späteren Stadien aus Untersuchungen von SAURAMO in Finnland. Neuerdings sind Bänderton-Zählungen auch in Norddeutschland durchgeführt worden (vgl. Abb. 22, S. 44).

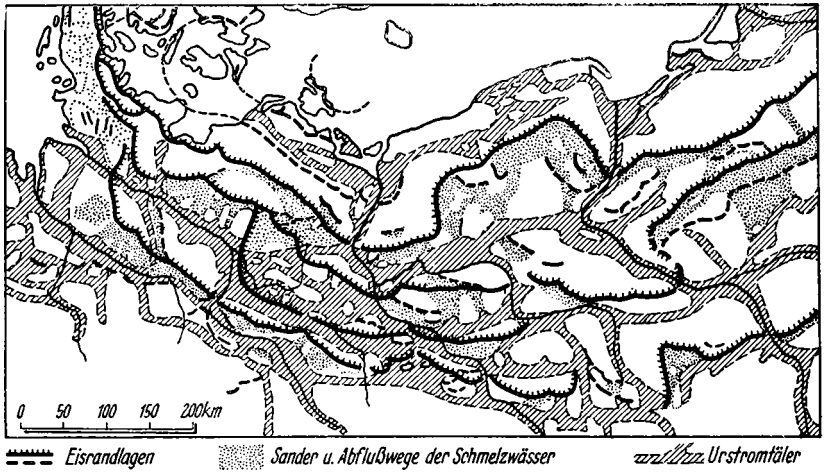


Abb. 222. Urstromtäler und Eisrandlagen in Norddeutschland und Polen. Nach WOLDSTEDT.

Innerhalb des vereisten Gebietes besteht die Modellierung des festen Untergrundes in einer Politur und Kritzung, bei stärkerer Wirkung in einer Aushobelung von Rinnen und Abschleifung von Rundhöckern, wofür das Kristallin Skandinaviens gute Beispiele liefert (Abb. 223).

Unter den durch Aufschüttung entstandenen Schwellformen der glaziären Landschaft seien genannt:

Drumlins (Schildberge) — ovale, in der Richtung der Eisbewegung angeordnete Hügel von Geschiebemergel, die aus der Umformung von Endmoränen und anderen Unebenheiten durch fließendes Eis entstanden, dessen Bewegung Form und Anordnung bedingt.

Kames — ovale Hügel in unregelmäßiger Anordnung, aus horizontal liegenden Sanden und Kiesen bestehend. Es sind Schmelzwasserabsätze in Gletscherspalten, die nach dem Abschmelzen der angrenzenden Eiswände als Hügel stehenblieben.

Oser (Einzahl Os, auch Äser, Esker oder Wallberge genannt) sind langgestreckte, schmale, bahndammförmige Erhebungen. Ihr Kern besteht aus gestauchten Sanden und Kiesen, die oft von Geschieben überstreut sind. Sie werden verschieden gedeutet. Ein Teil entspricht nachträglich gestauchten Schmelzwasserabsätzen in Spalten des Gletschers; andere (Schweden) sind Bildungen der „Gletschertore" am Eisrand, die beim Abschmelzen des Eises rückwärts wachsen; sie bestehen dann aus einzelnen, im Sommer gebildeten „Oszentren", die perlschnurartig angeordnet sind.

Unter den Hohlformen der glaziären Landschaft sind zwei Typen hervorzuheben: Die Rinnenseen und die Sölle.

Die langgestreckten, oft der Eisrichtung entsprechenden Rinnenseen hängen jedenfalls auch mit der Längsspaltenbildung im Eis zusammen, vor allem derart, daß in solchen Spalten die Schmelzwässer ausräumend wirkten, worauf ein Zusammenhang der Rinnenseen mit Sanden des Vorlandes hindeutet; doch sind auch andere Deutungen möglich.

Die Sölle sind kreisrunde Löcher von geringerer Ausdehnung. Die frühere Erklärung durch Ausstrudelung (Evorsion) ist heute zugunsten der Auffassung aufgegeben, daß es sich um einen Einsturz über abgeschmolzenen Eisresten (Toteisblöcken) handelt. Die Sölle treten kaum außerhalb der Jungmoränen auf.

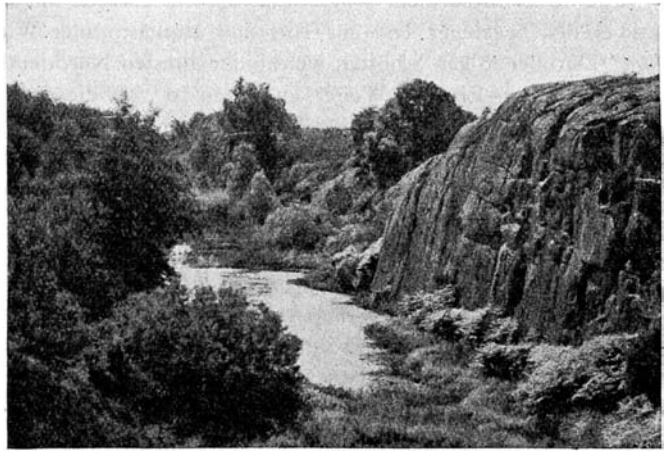


Abb. 223. Eisschliff-Spuren in dem Granit von Bornholm. — Glaziäre Erosionslandschaft.

Die Kombination dieser Formelemente ergibt eine unruhige, unübersichtliche Landschaft, welche besonders für die Oszillationsgebiete des Gletscherrandes bezeichnend ist und als kuppige Grundmoränenlandschaft den flachen Grundmoränen-Ebenen innerer Vereisungsbereiche gegenübersteht.

Die Deutung der beim Abschmelzen des Eises entstehenden Formen ist heute stark durch die Hypothese der Toteisbildung beeinflußt (WOLDSTEDT 1925, W. WOLFF 1925, 1927, K. v. BÜLOW 1926). Sie beruht auf der Annahme, daß das Rückschmelzen des Eises nicht gleichmäßig erfolgte. Von dem zurückgehenden Eis lösten sich vielmehr infolge der Spaltenbildung und anderer Faktoren Eisfelder ab, in denen keine Bewegung mehr stattfand; das „Toteis" solcher Felder konnte unter einer Schuttdecke lange erhalten bleiben und schwand langsam unter Nachsacken der Moränendecke. Für die Rückzugszeiten der Vereisungen werden peripherische „Toteiskragen" von gewaltiger Ausdehnung angenommen, welche die morphologischen Einzelheiten des glaziären Reliefs erklären sollen.

b) Gliederung und Morphologie

In Südostengland besteht ein Übergang zwischen dem jungpliozänen bzw. ältestquartären Norwich Crag (S. 590) und den sandig-tonigen Chillesford- und Weyburn-Crags des Altpleistozäns, deren Fauna eine Zunahme arktischer Mollusken zeigt.

Jünger sind die heute zum Teil unter NN liegenden Cromer Forest beds, eine gemischte, brackisch-limnische Folge mit Torf, altpleistozänen Zweischalern und reicher Säugerfauna, die auf das wärmere Klima einer Zwischeneiszeit hinweist. Höher folgen arktische Tone mit *Yoldia myalis*. Während dieses Gebiet nie vom Eise bedeckt wurde, waren die übrigen Teile der Britischen Inseln mehrfach vereist; vorwiegend handelt es sich aber dabei um lokale Vereisungen mit Zentren in Schottland, den Nordpenninen, Wales und Nordirland, was den Vergleich mit dem Kontinent erschwert. Nur einmal überschritt ein norwegischer Eisstrom die Nordsee und erreichte Ostengland, wie Funde norwegischer Geschiebe beweisen (Abb. 220).

In Holland liegen über ästuarinem Jungpliozän Süßwassersande mit *Paludina glacialis* und darüber der Tegelener Ton mit Torf und altpleistozäner Wirbeltierfauna *(Trogontherium)*. Darüber folgen Schotter, welche der ältesten Norddeutschen Eiszeit zugerechnet werden (Elster-Eiszeit). Weiter im Osten ist von dieser ältesten Folge kaum etwas bekannt; unsicher ist allerdings die Stellung der oberen Glimmersande von Sylt und analoger Vorkommen an der Odermündung und im Wartegebiet, wo verkieselte Gerölle skandinavischer Gesteine auf eine größere Eisverbreitung in älterer Zeit hindeuten. Ob diese „Baltische Eiszeit" dem Altpleistozän oder noch dem Pliozän angehört (STOLLEY, K. RICHTER), steht nicht sicher fest (s. S. 590).

Jünger ist jedenfalls die E l s t e r - E i s z e i t, in der das Eis bis zum Rheinmündungsgebiet, bis zur Ruhr und zum Harzrand vorstieß, buchtenförmig nach Thüringen eindrang und weiterhin dem Gebirgsrand in Sachsen und in den Westsudeten folgte; in der Oderebene rückte es bis zum Karpathensaume vor (Abb. 220). In Sachsen konnte GRAHMANN für das Randgebiet einen mindestens zweimaligen Wechsel von Schotter–Beckenton–Geschiebemergel–Schmelzwassersand feststellen, also beträchtliche Schwankungen der Randlage. In Dänemark entspricht dieser Eiszeit die tiefste Moräne A.

Über dieser Moräne liegen in Dänemark marine Schichten – der Esbjerg- und der *Tellina*-Ton mit unten arktischer, oben gemäßigter Zweischaler-Fauna. Eine brackische Bucht mit Schmelzwassersanden und brackischem Lauenburger Ton lag in Holstein. Der zweite, wärmere Abschnitt dieser Zwischeneiszeit ist nur durch Landbildungen (Torfe, Gyttjen usw.) vertreten, die eine Klimaabfolge mit Eichenmischwald in der Mitte, Nadelwald oben und unten zeigen. Weiter im Süden sind nur limnisch-fluviatile Bildungen zwischen den Elster- und Saale-Moränen bekannt; am wichtigsten ist die Märkische Paludinenbank, welche zwischen Bändertonen der Elster- und Vorschüttungssanden der Saale-Eiszeit liegt und eine für diesen Zeitabschnitt kennzeichnende Fauna führt: *Paludina diluviana, Valvata naticina, Pisidium astartoides, Corbicula fluminalis* usw.

Die folgende S a a l e v e r e i s u n g hatte eine nur wenig kleinere Ausdehnung. Die verwaschene Altmoränen-Landschaft westlich der Elbe ist vorwiegend auf diese Zeit zurückzuführen. Im Randgebiet Sachsens konnte GRAHMANN an einem mehrfachen Wechsel von Bänderton, Moräne und Schmelzwassersand drei bedeutende Oszillationen nachweisen.

Die folgende Zwischeneiszeit (Saw-Interglazial) enthält im Norden wieder marine Schichten in zwei Fazies. Die wärmere Eem-Fazies ist in Holland, Schleswig-Holstein und Fünen bekannt und stieß bis zum südlichen Ostseerande vor. Kennzeichnend sind

die „lusitanischen" Mollusken (s. S. 649). Die kühlere Skaerumhede-Fazies enthält eine Zonenfolge, die mit einer gemäßigten Fauna beginnt und nach oben in arktische Ablagerungen (mit *Yoldia arctica)* übergeht; sie ist in Nordjütland, auf den dänischen Inseln, auf Rügen und noch weiter im Osten (Elbing) bekannt. Beide Faziesgebiete sollen sich nach OEDUM zueinander verhalten, wie heute Ostsee und Kattegat. Sie entsprechen aber nur dem ersten Teil dieser Zwischeneiszeit. An anderen Stellen wurde in Dänemark zwischen Elster- und Saalezeit-Moränen ein Moorprofil mit der S. 647 geschilderten Abfolge gefunden, welches aber gedoppelt ist, d. h. in der Mitte einen Kälteeinbruch mit *Dryas,* Zwergbirke usw. zeigt. In Norddeutschland gilt als erwiesen, daß zwischen Saale- und Weichselzeit ein bedeutender Eisvorstoß – die Warthezeit – gelegen hat. Vor diesem Vorstoß entstanden hier Torflager (Lüneburg, Ohe, Honerdingen, Klinge zum Teil), Süßwasserkalke (Honerdingen, Westerweyhe), Mergel (Belzig), Kieselgurlager (Suderburg, Luhetal, Ober- und Neu-Ohe), Faulschlamm-Sande (Phoeben), Tone (Glindow) und andere limnische Vorkommen mit deutlichem Florenwechsel und mit einer von dem tieferen Interglazial abweichenden Schneckenfauna.

Die im Hangenden liegenden Warthezeit-Moränen wurden in Dänemark bisher nicht ausgeschieden. In Holstein sollen sie über das Gebiet der späteren Weichselzeit-Endmoränen nach Westen hinausgreifen; sie überschreiten die Elbe westlich Hamburg und greifen bis zur Allerlinie bei Celle vor, um dann ostwärts etwa längs der Ohre abzuschwenken. Die weitere Fortsetzung wird im Fläming gesucht. Die Formen sind frischer als in der Altmoränenlandschaft.

Im nachfolgenden Interglazial (Waw), welches indessen von dem besprochenen (Saw) nicht immer einwandfrei getrennt werden kann, fehlen auch im Norden marine Bildungen. Torflager (Motzen, Kohlhasenbrück) und Sande sind am häufigsten; unter letzteren ist der Rixdorfer Horizont bei Berlin berühmt, der auch weiter im Osten weit verbreitet ist. Die reiche Wirbeltierfauna zeigt eine Mischung warmer und kalter Arten, von denen die ersten vielleicht umgelagert sind. Nach DIETRICH entspricht der Rixdorfer Horizont im wesentlichen dem zweiten, kälteren Abschnitt des Waw-Interglazials.

In der Weichselzeit hat das Eis die Elbe nicht überschritten. Kennzeichnend sind nun die deutlicher ausgeprägten Girlanden von Endmoränen der einzelnen Stillstandslagen, welche in Nord-Süd-Richtung eng gedrängt durch Jütland und die dänischen Inseln ziehen, in Schleswig aber nach Südosten und Osten abschwenken und weit auseinandertreten, so daß sich zwischen ihnen die hügeligen, von Seen bedeckten Platten Mecklenburgs, der nördlichen Mark und des Höhenrückens zwischen Oder und Njemen entwickeln (Abb. 220). In Polen tritt gegen Osten wieder eine Scharung der Endmoränengirlanden auf. Nach v. BUBNOFF ist der Vorstoß bzw. die Erweiterung des Gürtels an Senken, die Raffung an Schwellen des Untergrundes gebunden.

Vor den Endmoränen liegen oft Sander-Ebenen, welche in mehr oder weniger zusammenhängende Urstromtäler münden; hinter den Endmoränen besteht meist eine kuppige Landschaft mit Seen, die nordwärts in Flachebenen übergeht. Das südlichste Magdeburger Urstromtal wird der Warthe-Eiszeit zugeordnet; weiter im Norden unterscheidet man (Abb. 222):

Brandenburger Stadium, nur in der Mark gesondert, weiter im Nordwesten und Osten mit dem nächsten Stadium verschmelzend oder von ihm überfahren. Zugehöriges Urstromtal: Baruth. Ob in Dänemark die Moräne C mit nachfolgendem Interglazial hierzu gehört, ist noch unsicher.

Frankfurter Stadium. Endmoränen: Rheinsberg—Barnim—Frankfurt a. O.—Schwiebus—Poznan, dann nach Nordosten in den baltischen Rücken einmündend. Zugehöriges Urstromtal: Warschau—Berlin. In Dänemark Moräne D (ostjütische Staffel). Zwischen dieses und das nächste Stadium wird meist das „Masurische Interstadial" gestellt (Faulschlamm, Ton und Kalk mit Süßwasserschnecken). Nach K. RICHTER soll es jünger sein.

Südpommersches Stadium (Beltvorstoß = Moräne E) mit weit im Odertal vordringendem Lobus. Zugeordnetes Urstromtal: Thorn—Eberswalde.

Mittelpommersches Stadium (Langeland-Vorstoß = Moräne F = Rosentaler Staffel), mit großen Stauchmoränenbögen südlich vom Haff an der Odermündung.

Nordpommersches Stadium (Velgaster Staffel = Moräne G). Zwischen die Stadien F und G fällt vielleicht die Alleröd-Schwankung mit wärmerer Flora in den dänischen Mooren.

Nordrügensches Stadium (Moräne H), von Schonen und Nordrügen bekannt.

In P o l e n unterscheidet man von unten:

Kalte Phase, nördlich vom Wieprz, vielleicht einer Eiszeit entsprechend = Jaroslawien.

Interglazial von Hamarnia mit warmer Fauna — Sandomirien.

Haupteiszeit, bis zu den Karpathen reichend, wohl entsprechend der Elster-Eiszeit — Cracovien.

Interglazial mit gut belegter Florenfolge in Torfen (Starunja, Kristinopol, Ludwinow, Olszewicze) — Masovien I.

Braunroter Geschiebemergel, bis zum Polnischen Mittelgebirge im Süden reichend, wohl Saale-Eiszeit (und Warthe-Eiszeit nach WOLDSTEDT) — Varsovien I.

Zwischeneiszeitliche Bildungen = Rixdorfer Horizont — Masovien II.

Eisrandlagen nördlich von Warschau: die älteren Stadien der Weichsel-Eiszeit konvergieren im Baltischen Höhenrücken — Varsovien II.

In O s t e u r o p a ist die Gliederung noch vielfach unsicher, doch werden meist drei Eiszeiten und zwei Zwischeneiszeiten unterschieden. Dabei scheint die älteste eine geringere Verbreitung zu haben. Die zweite stößt weit nach Süden vor und bildet die gewaltigen Eisloben in der Dnjepr- und der Don-Senke. Westlich der Wolga schwenkt der Eisrand dann scharf nach Norden zum Nordural ab (Abb. 220). Der Ablauf der Schmelzwässer nach Süden war ungehindert; daher fehlen marginale Stauseen und Urstromtäler. Die letzte Eiszeit kann der Weichsel-Eiszeit Westeuropas gleichgestellt werden. Auch hier sind mehrere Rückzugstaffeln vorhanden, welche denen in Deutschland entsprechen könnten; die geschilderte Raffung der Endmoränen im Baltischen Höhenrücken geht östlich von Minsk wieder in divergente Bögen über, die in die Mittelrussische Senke vorstoßen. Weiter im Osten schwenken auch diese Randlagen wieder nach Norden ab und erreichen über den Onegasee das Weiße Meer (Abb. 220).

Das Gebiet der letzten Vereisung zeigt eine auffallende Symmetrie: im Westen kalbte das Inlandeis in der Nordsee, im Osten in der erweiterten Weißmeer-Senke, deren Ufer viel weiter südlich lag und die durch marine Tone mit *Yoldia* und Driftbildungen belegt ist. Jenseits dieser marginalen Senken bestanden Sondervereisungen im Nordural einerseits, auf den Britischen Inseln andererseits.

c) Der Rückzug des Eises und das Holozän

Der Begriff der Nacheiszeit hat in Deutschland einen anderen zeitlichen Umfang als in Skandinavien. Als Deutschland schon eisfrei war, zog sich der Gletscher langsam von Schonen zu den mittelschwedischen Endmoränen zurück; die Zeit dieses Rückzuges wird als gotiglazial bezeichnet (Abb. 224). Vor dem Eisrand lag nun der gewaltige Baltische Eisstausee, welcher vom Belt über Mittelschweden, die südliche Ostsee und das Ostbaltikum bis zum Ladogasee reichte (Abb. 225). Durch Auszählung der Bändertonlagen (Warven), die hier abgesetzt wurden und durch ihre Verknüpfung mit Jahresmoränen und Oszentren gelang es DE GEER, die Dauer des Gotiglazials auf 2000 bis 3000 Jahre zu veranschlagen.

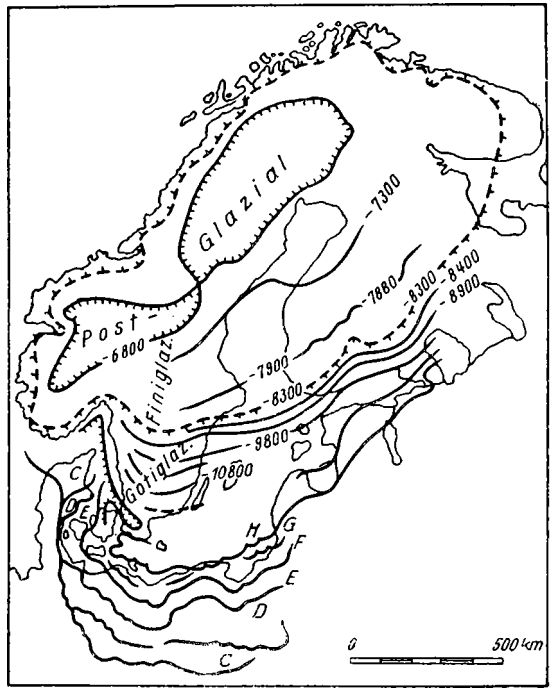


Abb. 224. Die Rückzugsstadien der letzten Vereisung. Nach DE GEER & SAURAMO.

Nach Erreichen der mittelschwedischen Endmoränen erfolgte eine längere Stillstandsphase; dieser Moränenzug läßt sich im Westen bis Oslo, im Osten in den Höhenzug Salpausselkä Finnlands verfolgen; letzterer bildet einen doppelten, O–W streichenden Endmoränenwall, der zwei Stillstandslagen und eine Rückzugsphase umfaßt, mit einer Gesamtdauer von 651 Jahren (nach SAURAMO). Danach begann die finiglaziale Zeit eines beschleunigten Eisrückganges bis zur Eisscheide in Nordschweden. Den Beginn des Finiglazials stellt SAURAMO in das Jahr 8400 v. Chr.; die Dauer desselben veranschlagt er nach Bändertonzählungen in Finnland und Nordschweden auf 1600 Jahre, was einem Jahresrückgang des Eises von 260 m entspricht. Die folgende Postglazialzeit beginnt in Skandinavien mit dem Durchbruch eines Schmelzwassersees in Jämtland bei Teilung der Eisscheide. Dieser Durchbruch hat kennzeichnende Sedimente hinterlassen, auf die im Ragunda-See wieder Bändertone folgten. Diese und die Verschiebung des Deltas im Angermanälf ermöglichten einen Anschluß an die historische Zeit, wonach der Beginn des Postglazials in das Jahr 6800 v. Chr. zu stellen ist.

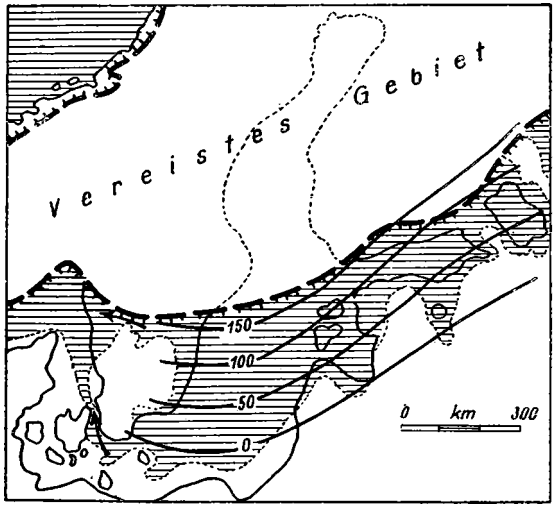


Abb. 225. Der Baltische Eisstausee, etwa 9000 Jahre v. Chr. Nach SAURAMO. Die Pfeile geben die Entwässerungsrichtung an, die dickeren Kurven die heutige Höhenlage der Strandterrasse (nachträgliche Hebung Fennoskandiens).

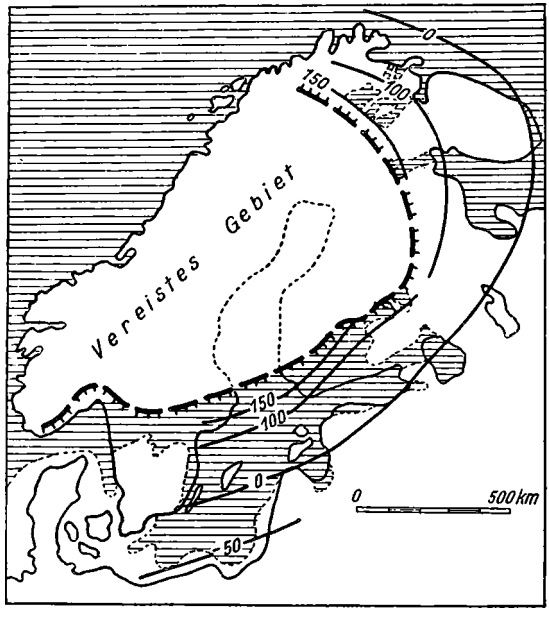


Abb. 226. Das Yoldia-Meer des frühen Finiglazials. Kurven: Höhenlage der gehobenen Strandterrassen. Nach SAURAMO.

Die finiglaziale Zeit war im Peribaltikum mit wichtigen topographischen und klimatischen Änderungen verbunden.

Der Baltische Eisstausee, welcher vermutlich durch das Beltgebiet nach der Nordsee entwässert wurde, hielt sich bis über die Zeit des Salpausselkä II, wobei seine Spiegelschwankungen an Terrassen in Finnland verfolgt werden können (Abb. 225). Nach dem Rückzug von den mittelschwedischen Moränen gab das Eis die tiefer liegende Platte Mittelschwedens frei, womit ein Durchbruch der gestauten Wässer zur Nordsee durch die Billinger Pforte möglich wurde. Das führte zu einer beträchtlichen Absenkung des Spiegels (um etwa 30 m) und zur Einwanderung der marinen *Yoldia*-Fauna nach Osten. An der norwegischen Küste liegen darüber Tone mit *Arca glacialis* bzw. *Zirphaea crispata*, die eine beginnende Erwärmung anzeigen (Abb. 226).

Noch während des Finiglazials haben Bodenbewegungen die Verbindung zur Nordsee unterbrochen. Es entstand ein Stausee, gekennzeichnet durch *Ancylus fluviatilis*, dessen Spiegel 30 m über dem Ozean lag und der einen Abfluß im Beltgebiet hatte (Abb. 227); eine kurze marine Phase ist eingeschaltet (Diatomeen); im norwegischen Litoralgebiet entsprechen dieser Zeit Muschelbänke mit *Mya* und *Mytilus*. Auch die Moore Norddeutschlands und Dänemarks lassen diese warmtrockene boreale Periode erkennen (9400 bis 7200 vor heute).

Die weitere Erwärmung führte zum endgültigen Abschmelzen der Eiskalotte und zum Ansteigen des ozeanischen Wasserspiegels. Wieder dringt Salzwasser in die Ostsee ein und mit ihm marine Mollusken, insbesondere *Litorina litorea*. Das Litorina-Meer war größer als die heutige Ostsee, je-

doch lag sein Spiegel tiefer als der des Ancylus-Sees (Abb. 228). An der Nordseeküste wird diese Periode durch *Tapes (aureus, decussatus)*, später durch *Dosinia (exoleta)* gekennzeichnet. Dieser wärmeren Fauna entspricht auch ein Wärmeanstieg auf dem Lande: der erste Abschnitt (7200 bis 4900 vor heute) ist das Klimaoptimum der Nacheiszeit als atlantische Periode bekannt: der Eichenmischwald dringt nach Norden vor, Moore (älterer *Sphagnum*-Torf) und Faulschlamm-Bildungen (mit *Trapa natans)* nehmen zu. Der zweite Abschnitt oder die subboreale Periode (4900 bis 2400 vor heute) war warm, doch trockener: in den Torfen besteht eine Zone der Austrocknung und Verwitterung mit Wollgras und Heidetorf (Grenzhorizont). Der Eichenmischwald wird allmählich durch Kiefern ersetzt.

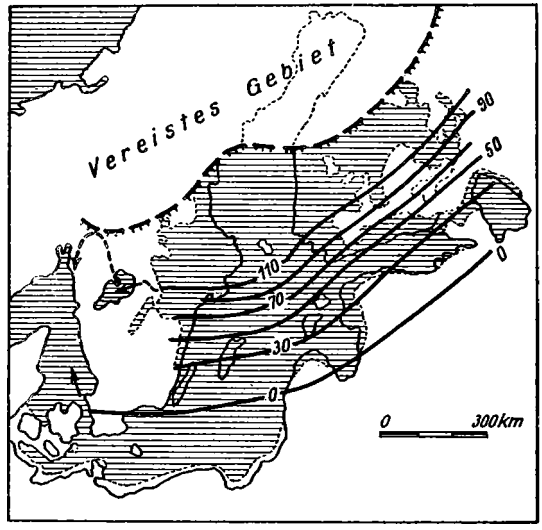


Abb. 227. Der Ancylus-See des späteren Finiglazials. Signaturen wie Abb. 226. Nach SAURAMO.

In der nachfolgenden subatlantischen Zeit (2400 bis 1200 vor heute) wurde das Klima kühler und feuchter. In der Ostsee wird *Litorina* nach Westen zurückgedrängt; *Mya arenaria* ist nun bezeichnend; im Süßwasser herrscht *Lymnaea ovata* (Lymnaea-Zeit), Moore (jüngerer *Sphagnum*-Torf) nehmen wieder zu. In Dänemark wird dieser Abschnitt als Buchenzeit bezeichnet. Später wird das Klima trockner.

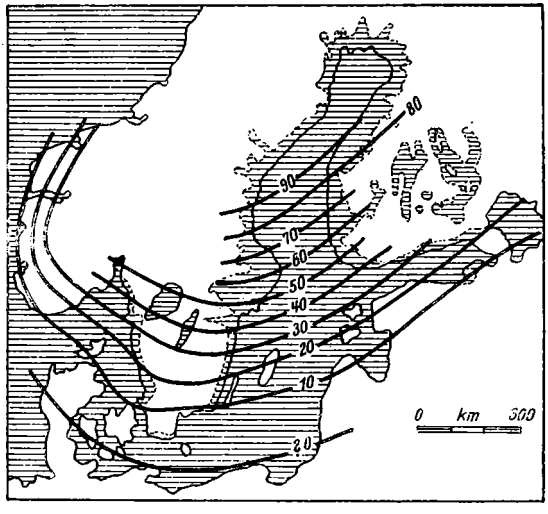


Abb. 228. Das Litorina-Meer. Signaturen wie oben. Nach SAURAMO.

Die Klimafolge: arktisch–subarktisch–boreal–atlantisch–subboreal–subatlantisch ist auch weiter im Süden (Norddeutschland) und Osten (Osteuropa) aus der Florenfolge der Moore nachweisbar.

Von anderen verbreiteten Bildungen der Nacheiszeit seien Seeablagerungen, besonders Wiesenkalke und Raseneisenerze genannt; sie entsprechen einem höheren Grundwasserstand und daher vor allem den feuchteren Abschnitten (atlantisch und vielleicht subatlantisch). Ferner sind Dünen zu erwähnen, und zwar die aus

den Schmelzwassersanden der Urstromtäler ausgeblasenen Binnendünen und die Küstendünen der Ostsee. Bei letzteren lassen sich nach dem Grade der Verwitterung drei Zeitabschnitte der Braun-, Gelb- und Weißdünen unterscheiden. Da die Braundünenbildung nach der Litorina-Senkung einsetzt, konnte KEILHACK aus der Zahl der Dünenwälle an der Odermündung diese Zeit auf etwa 7000 Jahre vor heute bestimmen, was mit den oben angegebenen Werten übereinstimmt.

Für die Geschichte der Ostsee spielen Spiegelschwankungen während der Nacheiszeit eine große Rolle; sie wurden besonders in Finnland aus der Höhenlage der Strandterrassen geklärt (Abb. 225 bis 228).

Das Absinken des Wasserspiegels ist vor allem durch die Hebung Fennoskandias in der Nacheiszeit bedingt, welche aus der Entlastung der Scholle vom abschmelzenden Eis erklärt wird. Diese Hebung, welche verlangsamt noch heute andauert, bedingte eine schildförmige Aufwölbung mit Zentrum im nördlichen Bottnischen Golf (etwa 275 m); in der südlichen Ostsee ist der Hebungsbetrag gleich null oder sogar negativ. In Südfinnland liegen die Uferwälle des Yoldia-Meeres 100 bis 150 m über dem heutigen NN, die des Ancylus-Sees bei 70 bis 110 m, des Litorina-Meeres bei 40 bis 60 m; am Bottnischen Golf reichen die Litorina-Strandwälle bis 90 m über NN; alle Terrassen steigen nach Norden an (nach SAURAMO). Der Hebungsprozeß ist auch an den Küsten Norwegens nachweisbar. An der südlichen Peripherie (Dänemark, Norddeutschland) sind die Vorgänge verwickelter und noch nicht restlos klar, da eine eindeutige Bezugsbasis fehlt. Neben der Landhebung müssen auch die Spiegelschwankungen des Weltmeeres infolge Abschmelzens der Eiskalotten berücksichtigt werden.

B. Das extraglaziäre Gebiet Mitteleuropas

a) Dokumente und Untersuchungsmethoden

Zwischen dem nordischen und dem alpinen Vereisungsgebiet liegt ein Landstreifen, welcher nur in den höheren Teilen der Mittelgebirge Spuren lokaler Gebirgsvergletscherungen trägt: im französischen Zentralplateau, in den Vogesen, im Schwarzwald, Böhmerwald und im Riesengebirge sind glaziäre Landschaftsformen (Kare, Trogtäler, Rundhöcker) und Endmoränen mehrerer Stillstandslagen bekannt. Sie gehören vorwiegend der letzten Eiszeit und ihren Rückzugsstadien an.

Außerhalb dieser Gebiete sind Verwitterung, Flußablagerungen, äolische Bildungen und Kalktuffe als Zeugen wichtig.

1. Die Verwitterung ist klimatisch bedingt; während in den trockenen, vegetationsarmen Tundren, die während der Eiszeiten große Teile Mitteleuropas bedeckten, die mechanische Verwitterung überwog, waren für die feuchtwarmen Zwischeneiszeiten eine reichere Vegetation und chemische Verwitterung bezeichnend. Entkalkung, Verlehmung, Oxydation, Humusbildung erlangen damit stratigraphische Bedeutung.

2. Der Wechsel von Aufschotterung und Erosion in den quartären Flüssen bildet nach SOERGEL ein wichtiges Kriterium zur Klärung der Ereignisfolge. Der Leitgedanke ist, daß in den kalttrockenen Eiszeiten die Wassermenge nicht ausreichte, um die Produkte der mechanischen Verwitterung fortzuräumen, so daß es zur Stapelung des Schuttes bzw. zur Aufschotterung in den Flußbetten kam; in den warmfeuchten Zwischeneiszeiten bedingte dagegen die größere Wasserführung der Flüsse eine verstärkte

Tiefenerosion, d. h. ein Einschneiden der Flüsse. So entsteht die Terrassierung der Hänge, welche nach SOERGEL bei allen deutschen Stromtälern den gleichen Rhythmus aufweist. Der Fossilinhalt der Schotter und ihre Beziehungen zu anderen Gesteinen (Löß, Moräne) liefern weitere Einstufungs-Unterlagen. Den Höhenabstand der Terrassen (Erosionsbetrag) verwendet SOERGEL zur Feststellung der relativen Dauer der Zwischeneiszeiten.

Der Wechsel von Aufschotterung und Erosion kann auch durch tektonische Bewegungen oder durch eustatisches Schwanken der Erosionsbasis und dadurch bedingte Gefällsänderungen verursacht werden. WOLDSTEDT betont daher neuerdings (1952) mit Recht, daß Terrassen mit wärmeliebender Fauna nicht glazial-klimatisch zu erklären sind. Die Aufschotterung durch Hebung des Meeresspiegels wird allerdings hauptsächlich den Unterlauf der Flüsse

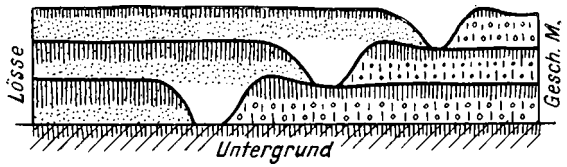


Abb. 229. Verhältnis der Lösse zu den Moränen (Geschiebe-Mergeln). Nach SOERGEL. Vertikal schraffiert; interglaziale Verwitterungsschicht.

betreffen. Die Wirkung der Tektonik wird aber kaum einen regelmäßigen Rhythmus aufweisen; außerdem werden solche Stufen nach dem Unterlauf divergieren, während klimatische Terrassen nach unten konvergieren. Zu bemerken ist noch, daß im Ober- und Mittellauf der Flüsse die Schotter der ältesten Terrassen am höchsten liegen, während im Unterlauf und im Sammelbecken das Höhenverhältnis sich umkehrt, so daß eine normale stratigraphische Folge entsteht.

3. Die äolischen Sedimente sind an die kalt-trockenen Zeiten gebunden. Ihr Ursprungsgebiet sind die vegetationsfreien periglaziären Moränen- und Sander-Felder, aus denen die vorherrschenden abeisigen Winde das Feinmaterial ausblasen. Während der gröbere Sand unweit des Eises in den Urstromsenken aufgehäuft wird (Dünen), wandert der Feinstaub weiter und wird im Windschatten als Löß abgesetzt. Der Löß ist ein sehr feiner (Korngröße 0,05 bis 0,1 mm vorherrschend), poröser, lockerer aber standfester, schichtungsloser Kalksandstein von grau-gelber Farbe. Pflanzengeographisch entspricht er dem Bereich der Steppe, deren vermoderte Gräser als Röhrchen den Löß durchsetzen. Steppentiere, insbesondere Nager und auch größere Tiere der kalten Gemeinschaft treten im Löß auf. Daneben sind Landschnecken unselten (S. 650). Nach SOERGEL entspricht die Lößbildung dem Vorstoß und Höhepunkt einer Vereisung (Abb. 229).

In der warmfeuchten Zwischeneiszeit breitet sich der Wald über die Lößsteppe aus; die oberflächliche Humusschicht trägt nebst reichlichem Sickerwasser zur chemischen Umwandlung bei: der Kalk beginnt zu wandern und sammelt sich oft in Konkretionen (Lößkindel); im Endstadium entsteht ein Lehm, der infolge Anreicherung von Eisenhydroxyden eine gelbbraune Färbung erhält. Die Lösse der älteren Eiszeiten sind meist vollkommen verlehmt, aber auch die jüngeren Lösse enthalten oft Verlehmungszonen oder Humuslagen, welche eine Gliederung gestatten.

Innerhalb des jungen Lößes der letzten Eiszeit lassen sich 2 bis 3 Abschnitte durch Verwitterungsrinden trennen; auch den älteren Löß kann man gelegentlich in 3 bis 4 Stufen gliedern. Der periglaziale Lößgürtel reicht in Europa von der Normandie bis Rumänien und bis zur Ukraine (Abb. 220).

4. Kalktuffe oder Travertine, d. h. Absätze von kalkreichen Quellen, treten gelegentlich auf den Flußterrassen auf; sie enthalten oft eine reiche Fauna der warmen Zwischeneiszeiten, während bei dem auch faunistisch nachweisbaren Kälteeinbruch die Kalkbildung aufhört.

Stratigraphische Bedeutung besitzen endlich die in den Höhlen der Kalkgebirge gestapelten Lösungsrückstände (Lehme) und Sintermassen, welche oft Knochen und menschliche Artefakte enthalten. Auf der Ausbeutung der einzelnen Schichten beruht vor allem unsere Kenntnis der Aufeinanderfolge steinzeitlicher Kulturen. Neuerdings wird eine „morphometrische Analyse", d. h. eine statistische Auswertung der Abrundung und Abplattung von Geröllen zur Festlegung der mechanischen und klimatischen Bedingungen der Schotterbildung verwendet (Cailleux, Tricart, Poser, K. Richter 1952).

Die kombinierten extraglaziären Dokumente ermöglichen eine viel eingehendere Gliederung der Ereignisfolge als die glaziären Spuren. Es ist indessen noch nicht restlos gelungen, die so erzielte Feingliederung eindeutig mit dem norddeutschen Pleistozän zu verknüpfen.

b) Die Ereignisfolge

Am eingehendsten untersucht ist das Terrassensystem der Ilm (Abb. 230) und Saale (Soergel, Grahmann), wo sich 7 alt- bzw. präglaziale (VII bis I) und 6 jungglaziale (1 bis 6) Terrassen fanden. Die höchste, älteste Terrasse VII liegt 144 m über der Aue. Infolge Verknüpfung mit glazigenen Resten konnte die Terrasse I (38 bis 43 m über Aue) mit der Elsterciszeit gleichgesetzt werden. Die Terrasse 3 (15 bis 18 m über Aue) trägt konkordante Reste der Saale-Eiszeit. Weitere Belege ergeben sich aus der Zahl der Löße auf den Terrassen und aus der Fauna.

Im Bereiche der Terrasse IV liegt die reiche altpleistozäne Fauna von Süßenborn *(Elephas trogontherii, Rhinoceros etruscus, Ursus deningeri* und *süssenbornensis);* auf der Terrasse 4 bei Taubach-Ehringsdorf liegt ein Travertin mit reicher Fauna der letzten Zwischeneiszeit; im Profil von Wickerstedt liegen auf Kiesen der Terrasse II noch Gesteinsbildungen von vier kalten Zeiten. Da ein ähnliches System auch an der Weser auftritt, ergibt sich eine Gliederung, welche aber dem alpinen Schema mehr entspricht als dem norddeutschen. Man unterscheidet danach 3 präglaziale Terrassen (V bis VII), zwei Terrassen, die der (in Norddeutschland unbekannten) Günz-Eiszeit entsprechen (III bis IV), zwei Terrassen der Mindeleiszeit (Elster-Eiszeit), drei der Präriß- und Rißeiszeit (1 bis 3), Präwürm (4) und zwei Würmterrassen (5 bis 6). Welche Terrasse der Warthe-Eiszeit entspricht, ist nicht ganz sicher. Es muß übrigens betont werden, daß die Terrassen kalte Perioden, aber nicht unbedingt Vereisungen anzeigen, so daß nicht jede in Norddeutschland durch Moränen vertreten zu sein braucht. Nach WOLDSTEDT (1952) ist es überhaupt möglich, daß einige Terrassen in das vorhergehende Interglazial hinabreichen.

Im Rheinischen Schiefergebirge liegen unterhalb der pliozänen Kieseloolithschotter mehrere Terrassengruppen: Höhenterrassen, entsprechend III bis VII, Hauptterrassen

= I bis II, Mittelterrassen = 1 bis 4, Niederterrassen = 5 bis 6. Bedeutende junge Hebungen verwickeln hier das Bild. Erwähnt sei hier noch der fortdauernde Vulkanismus im Neuwieder Becken: Basanite und Limburgite des Altpleistozäns, Phonolith-Tuffe der Hauptterrassen-Zeit, Basalte auf der Niederterrasse und Trachyttuffe, die nach WILCKENS der Ancylus- und Litorina-Zeit angehören.

Am Oberrhein werden Niederterrasse, Mittelterrasse, Hochterrasse und zwei Dekkenschotter unterschieden; die Stellung der letzteren ist noch unsicher. Die Eingliederung erfolgt meist mit Hilfe der überlagernden Löße, da die starken diluvialen Bewegungen eine direkte Auswertung der Höhenlagen nicht gestatten.

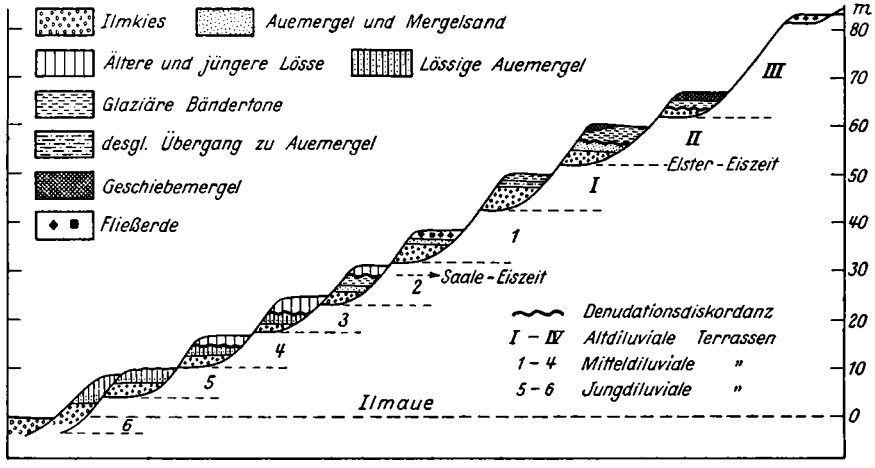


Abb. 230. Schematisches Bild der Ilmterrassen. Nach SOERGEL. Die Terrasse IV ist durch Kreuzchen kenntlich gemacht.

Reiche Säugetierfunde lieferten die Schotter von Mosbach bei Wiesbaden (Pliozän–Altpleistozän), der Kies von Mauer an einer alten Neckarschlinge bei Heidelberg (Altpleistozän), wo auch der älteste europäische Menschenrest geborgen wurde und die Kalktuffe bei Cannstatt, die von 4 Lößen überlagert werden (Mindel–Riß–Interglazial).

In Westeuropa sind mehrgliederige Terrassensysteme an der Seine, Somme und Garonne nachweisbar; häufig sind vier Abschnitte zu unterscheiden. Eingehende Untersuchungen haben an der Themse WOOLDRIGE 1938 und ZEUNER 1945 durchgeführt.

Der Ärmelkanal ist erst im Spätpleistozän endgültig geöffnet worden, nachdem vielleicht schon vorher vorübergehende Überflutungen stattfanden. In der letzten Eiszeit lag das Gebiet aber über NN, wie submarine Talrinnen (versunkene Täler) und Moore auf der Doggerbank und an anderen flachen Stellen der Nordsee beweisen. Die Hebung des Meeresspiegels, durch marine Sande in Belgien (Flandrische Stufe) gekennzeichnet, begann beim Rückzug des letzten Eises aus Dänemark; zunächst war aber der Kanal eine schmale, im Winter zufrierende Rinne, wie die Einwanderung von Mammut und anderen Säugern nach England erweist. Die stärkste Vertiefung entsprach wohl der Litorina-Zeit.

In Südosteuropa konnte am Dnjepr eine Trennung von drei Terrassen durchgeführt werden, von denen die beiden tieferen an Moränen der letzten, die obere an Moränen der vorletzten Eiszeit anschließen. Die Löße, denen fossile Humusböden interglazialer und interstadialer Phasen eingelagert sind, ermöglichen eine eingehendere Gliederung, deren Einzelheiten aber noch umstritten sind. Spuren einer ältesten (Günz) Vereisung sind höchstens am Kaukasus-Rande (Kuban-Fluß) vorhanden (S. 672).

C. Die alpine Vereisung

Die Kenntnis der alpinen Vereisung beruht auf den grundlegenden Arbeiten von A. PENCK & E. BRÜCKNER, zu denen in letzter Zeit einige nicht unwesentliche Modifikationen hinzugekommen sind.

Die Schneegrenze lag in den Alpen während der Eiszeiten etwa 1200 m tiefer als heute. Die großen, aus dem Gebirge hervorquellenden Eiszungen vereinigten sich im nördlichen Vorland zu einem gewaltigen Vorlandgletscher (Malaspina-Typus), welcher einen Teil der Schweizer und Bayerischen Hochebene überdeckte. In der Zeit stärkster Vereisung überschritt der Gletscher einen Teil des Jura-Gebirges und erreichte den Rhein zwischen Bodensee und Schaffhausen. An anderen Alpenrändern bestand keine Vorlandvereisung. Im Westen liegen die Endmoränen innerhalb der Gebirgstäler, mit Ausnahme des großen Isère-Rhônegletschers, welcher bis Lyon vorstieß. Am Südrande bildeten die in die oberitalienische Ebene mündenden Gletscher gewaltige Endmoränenbögen bis 400 m Höhe (Serra bei Ivrea) mit mehreren gestaffelten Kulissen (Abb. 231).

Die vollständigsten Dokumente liegen am Nordrande, wo eine Verknüpfung aller geschilderten Methoden möglich ist, da glaziäre und extraglaziäre Zeugen in mannigfaltiger Weise ineinandergreifen.

Von den vier Eiszeiten, welche PENCK & BRÜCKNER in alphabetischer Folge mit Günz, Mindel, Riß und Würm bezeichnen, treten nur die beiden letzten morphologisch stärker hervor, wobei die Landschaftsformen und Verwitterungserscheinungen im Bereich der weit vorstoßenden Riß-Eiszeit dem norddeutschen Altmoränengebiet vergleichbar sind. Das Moränenmaterial der Würmgletscher ist dagegen frisch, und die hohen Endmoränenwälle mit mehreren subparallelen Staffeln erlauben eine Unterscheidung mehrerer Eisloben (Iller-Lech-Gletscher, Isar-Gletscher, Inn-Chiemsee-Gletscher, Salzach-Gletscher) mit bezeichnender Landschaftsfolge von außen nach innen: auf die Endmoränen, die oft aus einem äußeren geradlinigen Stauchmoränenkranz und einem inneren, gelappten Saum bestehen, folgt die Grundmoränenlandschaft mit stärkerer Sedimentation, zusammengesetzt aus radial angeordneten Spornen mit Drumlin-Scharen und aus Zweigbecken. Weiter einwärts folgt die Erosionszone mit herausragendem Untergrund, in den häufig die großen Seen des Alpenvorlandes eingelassen sind (Stammbecken). Eine peripherische Drainage ist gelegentlich zwischen den Endmoränenbögen ausgebildet. Komplikationen sind dadurch gegeben, daß nach KNAUER das ältere Stadium der Würm-Moränen (Zürich-Phase) oft von einem jüngeren überfahren worden ist.

An die Moränen schließen außen Schotterfelder mit paralleler oder radiärer Entwässerung an, besonders typisch in der Iller-Lech-Platte und der „Schiefen Ebene" von München. Diese den norddeutschen Sandern vergleichbaren Gebilde sind durch ihren Anschluß an die Moränen, durch ihre gegenseitige Einschachtelung und die Fortsetzung in Terrassen der Haupttäler das wichtigste Dokument der alpinen Glazialstratigraphie. Die älteren Schotter sind durch zersetzte kristalline Gerölle, starke Ent-

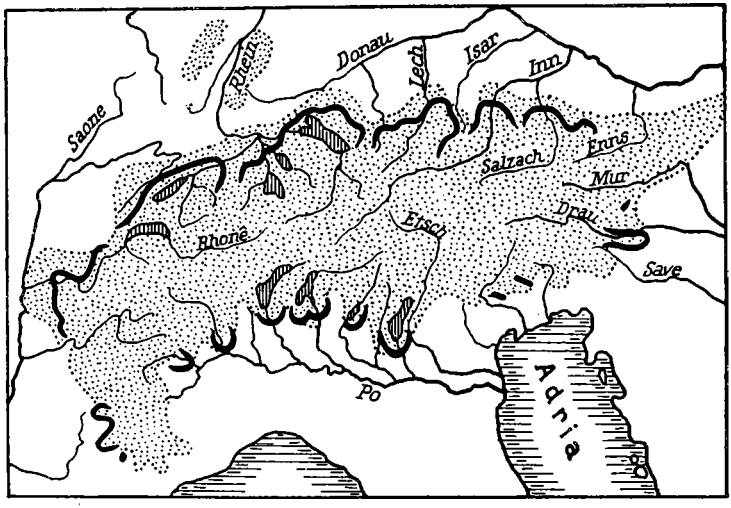


Abb. 231. Vereisungsgebiet (punktiert) und Endmoränen in den Alpen. Nach PENCK & BRÜCKNER.

kalkung, ferner durch die Braunfärbung und Verkittung zu fester „Nagelfluh" ausgezeichnet; die Tiefe der Verwitterung wird als Kriterium des Alters und der Dauer der Zwischeneiszeiten benutzt. Wichtig ist ferner die Überlagerung durch einen oder mehrere Löße. Am wichtigsten für die Gliederung ist das Schachtelsystem der Terrassen. Das Resultat ist gut mit der SOERGELschen Gliederung in Mitteldeutschland vergleichbar.

Die Deckenschotter sind vor der Eintiefung der heutigen Täler entstanden und liegen entsprechend hoch. Die älteren Deckenschotter (Deckterrassen von EBERL) sollen der ältesten (Günz-) Eiszeit entsprechen, deren Gletscher kaum aus dem Gebirge herausgetreten sind. Sie liegen bei Zürich 500 m, bei Basel 110 m über der Talaue. Die jüngeren Deckenschotter (Altterrassen von EBERL) entsprechen der Mindeleiszeit PENCKs und liegen bei Zürich 110 m, bei Basel 55 m über der Talaue.

In Bayern hat EBERL eine Feingliederung durchführen können. Er unterscheidet drei präglaziale Folgen (A. Ottobeurer Schotter, B. Staufenberg-Schotter, D. Donau-Schotter in drei Stufen), zwei Komplexe der älteren (Günz-) und zwei der jüngeren (Mindel-) Deckenschotter. Neuere Untersuchungen (I. SCHAEFER und andere) betonen die Bedeutung der ältestdiluvialen Terrassen (Donau und Staufenberg) im Verhältnis zu Günz und Mindel und weisen ihnen zum Teil die Rolle selbständiger Eiszeiten zu. Sie dürften der kalabrischen Stufe des Mittelmeergebietes entsprechen.

Die Gruppe der Hoch- und Mittelterrassen (ältere und jüngere Hochterrassen EBERLs) entspricht der Rißeiszeit und kann an Endmoränen angeschlossen werden. Sie ist nach einer bedeutenden Taleintiefung entstanden. EBERL unterscheidet 2 bis 3 Stadien. In der Schweiz sollen indessen nach A. HEIM die echten Hochterrassenschotter nicht an Moränen anschließen und werden daher oft als interglaziale Bildungen gedeutet; BECK stellt sie zwei kleineren Eisvorstößen (Kander- und Glütsch-Eiszeit) gleich. Die „größte Vergletscherung" der Schweiz, welche dort an eine „Mittelterrasse" anschließt und deren Moränen den Hochterrassenschotter überdecken, wäre danach jünger als die Riß-Vereisung in Bayern, bzw. würde ihrem jüngeren Stadium entsprechen.

Der letzte Komplex sind die Niederterrassenschotter, die einwandfrei mit den Würmmoränen zu verknüpfen sind. EBERL unterscheidet 3 Moränenkränze und 3 Niederterrassen. Innerhalb des Gebirges liegen dann noch mehrere Rückzugsstadien (Bühl, Gschnitz, Daun, Eggersen, zum Teil in mehreren Phasen). AMPFERER hat 3 Moränengruppen dieser Stadien zu einer besonderen „Schlußeiszeit" zusammengefaßt, was aber nicht als gesichert gelten kann.

Von interglazialen Bildungen sind Sande und Kiese aus vielen Alpentälern bekannt. Sie werden häufig von Seebildungen unterlagert. In der Schweiz sind ferner Sande mit Schieferkohlen (Uznach) wichtig, welche dem letzten oder vorletzten (nach BECK) großen Interglazial angehören. Berühmt ist ferner die interglaziale Höttinger Breccie bei Innsbruck, eine Schutt- bzw. Bergsturzmasse, stark verkittet und rötlich (durch rote Sandsteine) oder hell (durch Triaskalk) gefärbt. Sie liegt, wie PENCK durch Grabungen feststellen konnte, einwandfrei zwischen zwei Moränen und enthält eine reiche Flora von warmem Charakter; in den hangenden Teilen (Hungerburg-Breccie) ist der Florentypus kühler. Die Altersfolge ist nach PENCK und anderen wie folgt (von oben):

obere Moräne — Würm-Eiszeit,
Inntalschotter — Würm-Riß-Zwischeneiszeit,
Hangendmoräne der Höttinger Breccie — Riß-Eiszeit,
Höttinger Breccie — Riß-Mindel-Zwischeneiszeit,
Liegendmoräne der Höttinger Breccie — Mindel-Eiszeit.

Vereisungsspuren sind ferner aus folgenden Gebirgen bekannt: Pyrenäen, Kantabrisches Gebirge, Sierra Nevada, Apennin, Apuanische Alpen, Karpathen, Balkan. Meist ist nur eine Eiszeit feststellbar. Nur in den Pyrenäen sind zwei Eiszeiten nachgewiesen, deren Gletscher an der Nordseite tief hinabreichten, wo sie mit einer mehrgliederigen Terrassenfolge in Verbindung stehen.

Am Nordrand des Kaukasus haben REINHARD & MIRTSCHINK vier Terrassensysteme des Kuban-Flusses nachgewiesen, welche gebirgswärts an Endmoränen anschließen. Auf den drei älteren Terrassen liegen 1 bis 3 Löße mit Humushorizonten; hinter den Moränen der jüngsten Terrasse befinden sich 3 Rückzugsstaffeln. Die Ähnlichkeit mit den Alpen ist überraschend.

D. Das Quartär des Mittelmeergebietes

Während des Quartärs spielten sich bedeutende Schwankungen des Meeresspiegels ab, und zwar in der Weise, daß dieser in den Eiszeiten tiefer, in den Zwischeneiszeiten höher stand als heute, infolge der Speicherung bzw. des Abschmelzens polarer Eiskalotten. DEPÉRET & DE LAMOTHE unterschieden vier Strandlinien: sizilisch bei 90 bis 100 m über NN; Milazzo bei 55 bis 60 m über NN; tyrrhenisch bei 28 bis 30 m über NN; Monastir bei 18 bis 20 m über NN. Die Höhenlage ist indessen nicht allein entscheidend, da mit differentiellen Schollenbewegungen zu rechnen ist, wie die Einwanderung afrikanischer Landsäuger nach Europa einerseits, die Isolierung von Säugetierrassen auf Sizilien, Malta usw. andererseits zeigt.

Nach A. C. BLANC, E. GÜNTHER, M. PFANNENSTIEL und anderen folgte auf die Ablagerung der kalabrischen, heute zum Quartär gerechneten Grenzschichten eine Zeit erhöhter Bruchtektonik und eine Absenkung des Meeresspiegels. In der folgenden sizilischen Zeit steigt der Meeresspiegel und es wandern „nordische Gäste", wie *Cyprina islandica* ins Mittelmeer ein. In diese, dem Günz-Mindel-Interglazial zugerechnete Phase gehören die sizilische Terrasse im engeren Sinne und die Milazzoterrasse. Es folgt die sehr bedeutende römische Regression, während der der Meeresspiegel auf mindestens 100 m unter NN sinkt; die Meerenge von Gibraltar wird geschlossen, das Mittelmeer wird zu einem Binnenbecken. Diese römische Phase, welche in Italien durch kontinentale Ablagerungen festgelegt wird, entspricht wohl der Mindeleiszeit. Das Abschmelzen des Eises führte dann wieder zu einer Erhöhung des Meeresspiegels und zur Bildung der tyrrhenischen Terrassen im weiteren Sinne (I und II), d. h. der tyrrhenischen und Monastir-Terrasse, welche durch die Einwanderung einer sehr warmen Fauna (leitend *Strombus bubonius*, heute an der Senegalküste) charakterisiert wird. Zwischen der Bildung beider Terrassen liegt eine Regressionsphase, der Rißeiszeit entsprechend, so daß die tyrrhenische Terrasse im engeren Sinne dem Mindel-Riß, die Monastir-Terrasse dem Riß-Würm-Interglazial entsprechen dürfte. Die Würmeiszeit bringt wieder ein Absinken des Meeresspiegels auf 90 bis 100 m unter NN, wonach noch mehrere kleinere Oszillationen zu beobachten sind (flandrische Transgression). In der Gegend von Rom schafft eine Verzahnung fossilführender mariner und ästuariner Bildungen mit Flußschottern und vulkanischen Tuffen einzigartige Bedingungen zur stratigraphischen und paläogeographischen Gliederung des Pleistozäns.

Im östlichen Mittelmeer ist das wichtigste Ereignis der Einbruch des ägäischen Festlandes, welcher im Altquartär stattfand. Eine marine Verbindung mit dem Schwarzen Meer bestand zunächst nicht. Dieses bildete ein großes, brackisch-limnisches Binnenbecken, welches intermittierend mit dem Kaspibecken in Verbindung stand (Tschauda = Apscheron-Stufe und alteuxinisch = Baku-Schichten, etwa der kalabrischen, sizilischen und Mindel-Zeit parallelisierbar). Die erste Verbindung mit dem Mittelmeer erfolgte im Riß-Mindel-Interglazial (Uzunlar-Stufe = erste tyrrhenische Phase), wird aber in der Rißzeit unterbrochen, um dann in der Riß-Würm-Zwischeneiszeit verstärkt einzusetzen (Karangat-Zeit = zweite tyrrhenische Phase); das Eindringen der Mittelmeerfauna ins Schwarze Meer *(Tapes calverti)* ist kennzeichnend. Während der Würmeiszeit wird die Verbindung wieder gelöst und eine brackische und Süßwasserfauna breitet sich aus (neu-euxinisches Stadium). Die endgültige Verbindung durch den heutigen Bosporus erfolgt erst in der Nachwürm-Zeit (Alt-Schwarzmeer-Stadium). Es sind also die Eiszeiten durch Aussüßung, die Zwischeneiszeiten durch zunehmenden Salzgehalt ausgezeichnet. ARCHANGELSKI sieht die Ursachen des Wechsels in tektonischen Bewegungen der Randgebiete, PFANNENSTIEL in Schwankungen des Meeresspiegels infolge Bildung und Abschmelzen der Eiskalotten.

Im Aralo-kaspischen Becken wechseln brackische und limnische Ablagerungen, Transgressionen und Regressionen ebenfalls miteinander ab und stehen zu Zeiten feuchteren und trockneren Klimas in Beziehung: Apscheron-Stufe (transgressiv), Baku-Stufe (transgressiv), Chosarische Stufe (transgressiv), Atelische Stufe (regressiv), Chvalynische Stufe (transgressiv), altkaspische Oszillationen (im allgemeinen regressiv). Die Parallelisierung mit den Eiszeiten steht nicht ganz fest, doch scheint im ganzen das Ende eines Interglazials und der Beginn einer Eiszeit einer feuchteren, das Ende der Eiszeit und der Höhepunkt des Interglazials einer trockneren Zeit zu entsprechen, was mit der regionalen Grenzlage gegen den Trockengürtel im Süden zusammenhängen könnte, analog den Verhältnissen im Mittelmeergebiet. Die Transgressionen sollen zum Teil tektonisch bedingt sein.

Die klimatischen Verhältnisse im Quartär des Mediterraneums wurden an Hand der Bodenbildung (Marokko, Balkan, nach JARANOFF), der Mooruntersuchungen und Höhlenabsätze (Italien nach BLANC) und der Faunenfolgen (Palästina nach BATE) untersucht. Schon A. PENCK zeigte, daß im Mittelmeergebiet in den Eiszeiten die Zugstraßen atmosphärischer Minima (Zyklonen) lagen, welche im Norden durch das Hoch-

druckgebiet über den Eiskappen abgeriegelt wurden; auch die Strahlungsverhältnisse führen nach ZEUNER dazu, daß den Eiszeiten des Nordens im allgemeinen mediterrane niederschlagsreiche Pluvialzeiten, den Zwischeneiszeiten trocknere Klimaperioden entsprechen. Nach WOLDSTEDT gilt das besonders für den Nordsaum der heutigen Trockenzone, d. h. für das Gebiet des eigentlichen mediterranen Steppenklimas, mit ihrem Wechsel zyklonalen feuchten Winterklimas und wüstenartigen trocknen Sommerklimas. Südlich von der Trockenzone ist dagegen nach JARANOFF das Savannenklima mit sommerlichen feucht-tropischen und winterlichen trockenwüstenartigen Phasen bestimmend. Lateritische Verwitterung zeugt für ein Savannenklima, Kalkkrusten sind Dokumente eines Trockenklimas, Terra-rossa-Bildung kennzeichnet das mediterrane Steppenklima, Dünen und Gelberden das kühlere mitteleuropäische Klima. Durch den Nachweis des archäologisch datierbaren Wechsels der Bodenbildung stellt JARANOFF die klimatischen Schwankungen im Pleistozän fest und glaubt, sie dem mitteleuropäischen Eiszeitschema koordinieren zu können.

Am besten faßbar sind heute nach ZEUNER die letzten Phasen, und zwar auf botanischem (pollenanalytischem) Wege. Nach der warmen tyrrhenischen Zeit *(Strombus)* des Riß-Würm-Interglazials folgt in Mittelitalien eine Zeit kühleren Klimas (Würm I), dann eine mediterrane Phase *(Vitis)*, später eine humide *(Abies)*, dann eine kühl-kontinentale *(Pinus)* Phase des Würm II, später wieder eine mediterrane *(Vitis)* Phase, die in Süditalien und Palästina direkt zur Nacheiszeit überleitet, während in Norditalien noch eine kühle Phase, entsprechend dem Würm III, eingeschaltet ist (im wesentlichen nach den Untersuchungen von BLANC im Agro Pontino und in der Grotta Romanelli). Ganz allgemein läßt sich feststellen, daß die Amplitude der Klimaschwankungen nach Süden abnimmt, so daß sich die schwächeren unter ihnen im Süden pedologisch und botanisch nicht abbilden. Bemerkenswert ist, daß auf dem Balkan (und im Apennin ?) nur die letzte Eiszeit durch eine Gebirgsvereisung dokumentiert wird, was JARANOFF mit einer Hebung über die Schneegrenze im letzten Interglazial in ursächliche Verbindung bringt.

Es muß im übrigen hervorgehoben werden, daß die Strahlungsänderungen und die Änderungen der zyklonalen Luftbewegungen sich infolge verschiedener Ursachen nur verzögert auswirken, so daß Interferenzen zustande kommen, d. h. daß die nordischen Glaziale und die mediterranen Pluviale sich zeitlich nicht vollkommen entsprechen.

E. Das Quartär der übrigen Kontinente

Im polaren **Asien** war das nördliche Westsibirien vereist, und zwar lagen die Vereisungszentren im Ural und am rechten Ufer des Enissei. Die Gletscher vereinigten sich und erreichten in der Ob-Niederung den 60. Breitengrad; östlich von Taimyr bog die Vereisungsgrenze scharf nach Norden ab. Anscheinend sind zwei Moränen vorhanden, durch Sande mit wärmerer Flora getrennt. In Nordwestsibirien liegen oft auf den Moränen marine Tone einer weit verbreiteten borealen Transgression, welche sich mit fluviatilen pflanzenführenden Sanden verzahnen. Als Firneis werden auch zum Teil die fossilen Eismassen Nordsibiriens und der Neusibirischen Inseln gedeutet, welche in zwei durch einen Torfhorizont getrennten Komplexen auftreten. Die durch das Eis aufgestauten westsibirischen Flüsse bildeten eine Kette von Seen, welche durch die Turgai-Pforte nach dem Aralo-Kaspischen Becken abflossen.

Wesentlich ausgedehnter als heute waren auch die Gletscher der Zentralasiatischen Gebirge (Tjan Shan, Karakorum, Himalaya), wo bis zu drei Vereisungen nachgewiesen sind. Die Schneegrenze lag etwa 600 m tiefer als heute. Im Zwischengebiet zwischen der nördlichen und zentralasiatischen Vereisung sind sandig-tonige Tundrabildungen und terrassierte Flußschotter allgemein verbreitet. Letztere führen im jüngsten, holozänen Teil noch Knochen von Mammut und Nashorn. In Zentralasien und in China dauern gewissermaßen die Verhältnisse der Jungtertiär-Zeit bis heute an: das gilt von den gewaltigen, aus dem Gebirge herausgeschwemmten Schottermassen und von der ebenfalls schon im Tertiär begonnenen Lößbildung; der Löß Chinas enthält *Elephas primigenius, Rhinoceros tichorhinus, Bison priscus* usw.

Vereisungsreste sind endlich auch aus Kamtschatka und aus Japan sichergestellt. Das Auftreten von *Elephas primigenius* in Japan beweist eine pleistozäne Landverbindung mit dem Kontinent.

In **Nordamerika** hat die Vereisungsfolge des Kanadischen Schildes Ähnlichkeit mit der Vereisung Fennoskandias. Bemerkenswert ist aber das Vorhandensein mehrerer Vereisungszentren, die keineswegs in erhöhter Gegend lagen, trotzdem das Eis so mächtig war, daß es noch in 1000 km Entfernung vom Zentrum Berge von 1500 m überwallte (Adirondacks). Die einzelnen Zentren sind von Osten: Labrador-Zentrum von der Küste bis zum Mississippi, Patricia-Zentrum (nach TYRRELL), Keewatin-Zentrum vom Mississippi bis zum Felsengebirge, Felsengebirgs-Zentrum. Diese Vereisungszentren haben sich zum Teil abgelöst. Man unterscheidet in Nordamerika 5 Eiszeiten, von der ältesten angefangen: Nebraskan, Kansan, Illinoian, Jowan, Wisconsin (letzte in 2 bis 3 Phasen). Von diesen Eiszeiten hat das schlecht erhaltene Nebraskan (? = Günz) seine Hauptverbreitung in Britisch-Kolumbien. Die folgende Zwischeneiszeit (Aftonian) ist durch starke Verwitterung und Schotterreste mit *Elephas* und *Mastodon* belegt. Das Kansan ist vor allem dem Keewatin-Zentrum zugeordnet, das Illinoian dem Labrador-Zentrum; diese beiden Eiszeiten hatten die größte Verbreitung. Zwischen den Gletschergebieten des Kansan und Illinoian liegt die „Driftless Area", ein Gebiet ohne glaziäre Überstreuung, dessen Deutung noch nicht feststeht.

Die älteren Vereisungen zeigen also ein Wandern des Zentrums nach Osten. Die Formen sind, wie bei der Altmoränenlandschaft Europas, stark verwaschen, die Oberfläche tief verwittert und verlehmt. In Kanada werden die im Hangenden der (? Illinoian) Moräne auftretenden Toronto-Schichten ins folgende Interglazial und zum Teil in die letzte Eiszeit gestellt. Es sind Süßwassersande mit Schnecken und Säugerknochen (Don-Schichten), überlagert von Sanden und Tonen, die in Bändertone übergehen (Scarborough-Schichten).

Die letzte (Wisconsin-) Vereisung entspricht wohl im allgemeinen der Weichsel-Eiszeit und ist, wie in Europa, durch frische Formen und zusammenhängende Endmoränenwälle gekennzeichnet. Ihre Verbreitung war aber wenig geringer als die der älteren Vereisungen, wenigstens im Osten. Der Rückzug ist durch zahlreiche Stillstandslagen gekennzeichnet und fällt durch die Bildung eines stark ausgelappten Randes auf. Damit steht die Ausbildung der für Amerika kennzeichnenden großen Stauseen im Zusammenhang, deren stark reduzierte Reste in den heutigen Seen des Nordostens vorliegen; Drainage und Zusammenhang dieser Seen haben mehrfach gewechselt.

Beim weiteren Zurückweichen des Eises drang das Meer in das herabgedrückte Land ein; die weit nach Westen vordringenden brackisch-marinen Ablagerungen dieser Zeit sind als Champlain-Bildungen bekannt. Neuerdings hat ANTEVS aus den Bänder-

tonen verschiedener Stauseen das Alter des Höchststandes der Vereisung auf 40 000 Jahre veranschlagt.[1])

Im periglaziären Gebiet haben lößähnliche Gesteine eine weite Verbreitung; wie in Europa liefern hier die Säugerfaunen nach OSBORN wichtige Anhaltspunkte. Bemerkenswert ist das Auftreten von zebrinen Pferden im Altpleistozän, von Riesenfaultieren im Mittelpleistozän und das Hinaufreichen von *Mastodon* und Säbeltiger ins Jungpleistozän.

Im Westen Nordamerikas bestanden Gebirgsvereisungen. In den abflußlosen Senken der Basin Ranges bildeten sich große Seen, deren Höchststand den Eiszeiten entsprechen soll, wie bei den Pluvialzeiten des Mittelmeeres. Berühmt ist der durch deutliche, zum Teil verbogene und verworfene Terrassen ausgezeichnete Bonneville-See, wo GILBERT 1890 die Unterscheidung weit- und engspanniger Verbiegungen durchführte.

Eine zusammenhängende Gebirgsvereisung reichte in Nordamerika etwa bis zum 49. Breitengrade, wobei drei Eiszeiten nachweisbar sind (nach WOLDSTEDT). Weiter südlich bestanden vereinzelte Vereisungen der höher aufragenden Gebirgsmassive; in Mexiko lag die Schneegrenze 800 bis 900 m tiefer als heute (nach JÄGER). Nach einer Unterbrechung in den niedrigeren Gebirgen Zentralamerikas erscheinen in **Südamerika** (Kolumbien, Equador, Peru und Bolivien) wieder Zeugen von Gletschern, die 1000 m tiefer herabgingen als heute. Im südlichen Trockengürtel lag die Gletschergrenze im Quartär mehr als 4000 m über NN; hier sind zwei Vereisungen wahrscheinlich. Dann rückt sie südwärts rasch hinab und in Patagonien erreichten die Gletscher der drei nachweisbaren Eiszeiten das Vorland.

In Patagonien ist die extraglaziäre Pampasformation von stratigraphischem und faunistischem Interesse. Der Pampaslehm ist eine zwischen 30 bis 40° südlicher Breite verbreitete, unten rote, oben gelbe äolische Bildung, dem Löß der Nordhalbkugel vergleichbar, aber meist kalkreicher. Auch hier lassen sich Zonen von Moränen und Schottern, von Sanden und von Pampaslehm unterscheiden, die sich gegenseitig ablösen. Der in vier Stufen gegliederte Pampaslehm enthält die großen Edentaten, welche bis in die Nacheiszeit reichen. Das plumpe *Grypotherium* soll nach HAUTHAL in der Höhle von Ultima Speranza als eine Art Haustier gehalten worden sein.

In **Afrika** sind Vereisungsspuren im Hohen Atlas (bis 1800 m über NN) und im Kenya- und Kilimandscharo-Gebiet (nach O. MEYER & KLUTE) bekannt. Hier reichten die Gletscher 1000 m tiefer herab als heute.

In **Australien** (Osten) und Neuseeland sind ebenfalls tief herabreichende Spuren von Gebirgsvereisungen bekannt, und die Antarktis war früher auch stärker vergletschert als heute.

In den Tropen sind litorale Sedimente und gehobene Korallenriffe mit lateritischer Verwitterung für den Nachweis von Niveauschwankungen und Klimaänderungen wichtig.

3. Der Mensch im Quartär

Aus dem Tertiär sind Reste von Menschen und menschliche Werkzeuge unbekannt; die Werkzeugnatur der sogenannten Eolithe aus dem Jungtertiär Belgiens (RUTOT) ist

[1]) Für die Berechnung der Dauer des Rückzuges ist die Bildung der Niagara-Schlucht wichtig, welche begann, als das Gebiet zwischen Erie- und Ontario-See eisfrei wurde. Die letzte Schätzung von TAYLOR ergibt für die Schlucht ein Alter von 20 bis 35 000 Jahren.

zum mindesten umstritten. Von den vier Gruppen der Primaten sind Halbaffen, Affen und Menschenaffen seit dem Eozän bekannt. Unter Vorbehalt kann gesagt werden, daß diese Typen als Entwicklungsstadien zum Menschen angesehen werden können, jedoch kaum als direkte Vorfahren. Nach v. KOENIGSWALD (1952) sind zwar unmittelbare Beziehungen zu den Halbaffen vorhanden *(Tarsius)*, aber die heute lebenden Affen gehören zu früh abgespaltenen, extrem spezialisierten Seitenzweigen (lophodontes Gebiß). Die Trennung von Menschenaffen und Menschen dürfte nach v. KOENIGSWALD im Altpliozän erfolgt sein.

Zu Zwischenstadien könnten die Australopithecinen gehören, welche sich in Transvaal und Betschuanaland gefunden haben, und zwar in Spaltenfüllungen mit verkalktem rotem Lehm und Sand (Johannesburg, Sterkfontein, Swartkrans und andere). Das genaue Alter ist unbekannt, mag aber ältestes Pleistozän sein. Die Funde sind von DART (1924), BROOM, SHEPERS und ROBINSON (1936 bis 1950) beschrieben worden. Nach KOENIGSWALD zeigen sie eine so auffallende Kombination von menschlichen und „äffischen" Spezialisationen, daß sie weder geologisch noch morphologisch als Vorfahren des Frühmenschen in Frage kommen, sondern als ein in Affenmerkmalen steckengebliebener Seitenzweig gelten müssen.

Im Alt-Mittelquartär sind dann die Frühmenschen *(Archaeanthropini)* durch eine Reihe bedeutsamer Funde bekanntgeworden. Vor allem gehören dazu der *Pithecanthropus* von Java (DUBOIS 1891, KOENIGSWALD 1937 bis 1941), und *Sinanthropus*, aus China (BLACK 1928, WEIDENREICH 1937). In das Altpleistozän gehören auch die Funde von Mauer bei Heidelberg (1907, *Homo ? heidelbergensis*), Swanscombe in Kent (nach KEITH, 1935 und 1938), *Africanthropus* aus Ostafrika (Njarasa-See, RECK und KOHL-LARSEN, 1935) und von Steinheim (Württemberg). Den letzteren rechnet KOENIGSWALD zu den Urmenschen.

Pithecanthropus erectus (Homo erectus erectus) fand sich in den heute als mittelpleistozän (nach ZEUNER Günz-Mindel-Interglazial) bezeichneten Schottern von Trinil auf Java. Zu dem alten Fund einer Schädelkalotte (DUBOIS) kamen neuerdings noch Unterkieferfragmente und weitere Schädel. Die Form zeigt eine auffallende Mischung menschlicher und Affenmerkmale (Gehirninhalt etwa 775 ccm), ist aber wohl den Hominiden zuzurechnen. Ein in den älteren Djetis-Schichten bei Modjokerto (Ostjava) gefundener Schädel ist primitiver, da er die Lücke zwischen den Eck- und Schneidezähnen, ein typisches Affenmerkmal, besitzt. Außerdem sind von Java einige Zähne von auffallender Größe, aber menschlichem Typus *(Meganthropus)* bekannt.

Sinanthropus pekinensis (Homo erectus pekinensis) ist heute aus einer größeren Zahl von Funden (von 30 Personen) von Chou-Kou-Tien bei Peking bekannt. Das Alter ist nach ZEUNER auch Günz-Mindel-Interglazial. Nach KOENIGSWALD & WEIDENREICH gehört er demselben Evolutionsstadium an, aber einer anderen Rasse; er ist in den Merkmalen teils primitiver, teils fortgeschrittener. Nach KOENIGSWALD besteht eine Reihe, welche von diesen beiden Formen über Neandertaler-ähnliche Nachkommen (s. unten) zum heutigen Menschen führt. Der Gehirninhalt ist 915 bis 1225 ccm. Auch hier sind isolierte Zähne von bedeutender Größe bekannt *(Gigantopithecus)*.

Africanthropus njarasensis gehört nach WEINERT auch in die Gruppe der Frühmenschen. Das Alter des sehr primitiven Rhodesia-Menschen (Broken Hill, 1921) ist noch ungeklärt.

Der älteste, zeitlich gut beglaubigte Menschenrest Europas ist der *Homo heidelbergensis* von Mauer bei Heidelberg (1907), ein massiger Unterkiefer aus den altpleistozänen Kiesen des Neckar-Elsenz-Systems. Nach SOERGEL entspricht die Fundschicht mit reicher Säugerfauna dem Günz-Mindel-Interglazial und hat also ein Alter von rund 500 000 Jahren. Der Fund gehört nach WEINERT zu den Frühmenschen *(Homo erectus)*, nach ZEUNER zu den Urmenschen (Neandertaler, *Homa primigenius*). ZEUNER

stellt ihn ins M_1/M_2-Interglazial; Alter etwa 450 000 Jahre. Vielleicht haben die primitiven, formlosen Steingeräte des Préchelléen an der Somme dasselbe Alter.

Die jüngere, gut gekennzeichnete Kultur des Chelléen (Halberstädter Stufe) gehört einer warmen Zeit an, vermutlich dem Mindel-Riß-Interglazial. Hierher zu stellen ist wohl der Schädel von Swanscombe in Kent, welcher schon ein Überwiegen hominider Merkmale zeigt. Alter etwa 250 000 Jahre.

Das Acheuléen (Hundisburger Stufe) mit vervollkommneten Faustkeilen (Dreispitzform statt Mandelform) und kalter Fauna dürfte der Riß-Eiszeit entsprechen. Zu dieser Kultur bzw. in ein sehr frühes Riß-Würm-Interglazial gehören die „Vorneandertaler" Schädelfunde von Steinheim an der Murr (BERCKHEMER, 1933), vielleicht auch der umstrittene *Eoanthropus dawsoni* von Piltdown (Südengland, 1913 und später), unter Abzug eines als Fälschung erwiesenen Unterkiefers. Er fand sich in Plateauschottern mit Artefakten.

Mit dem Riß-Würm-Interglazial erscheint der schon höher entwickelte, als **Urmensch** *(Palaeanthropus* nach KOENIGSWALD) zu deutende Neandertaler. Dieser *Homo neandertalensis-primigenius* wurde 1856 bei Düsseldorf gefunden und von VIRCHOW beschrieben. Fliehende Stirn, ein durchlaufender Überaugenwulst, Prognathie und zurückweichendes Kinn sind die Hauptmerkmale dieser Gruppe. Nach HOWELI zeigt ein älterer Typus noch geringere Spezialisierung, so daß er als Vorfahre sowohl des Urals auch des Vollmenschen gelten kann, während der jüngere Typus die klassischen, extremen Merkmale des Neandertalers besitzt. Fundstellen sind aus Deutschland (Neandertal, Taubach-Ehringsdorf, Steinheim, Sirgenstein), Belgien (Spy), Kroatien (Krapina), Südfrankreich, Italien (Saccopastore, Circeo), Palästina (Berg Carmel), Anatolien, Usbekistan (Teschik-tag Höhle), Java, vielleicht auch China und Südafrika bekannt. Nach v. KOENIGSWALD & WEIDENREICH bilden Frühmensch *(Pithecanthropus* und *Sinanthropus)*, Urmensch und Vollmensch eine morphologische Reihe, d. h. Entwicklungsstadien, die aber wohl in mehreren voneinander unabhängigen Parallelästen durchlaufen wurden.

Die westeuropäische Gliederung des jüngeren Quartärs ist:

Moustérien I (Micoque-Stufe, Weimarer Stufe) ist die Zeit des letzten großen Interglazials (Riß-Würm). Hier beginnt der Neandertalmensch, der auch ins Moustérien II hinaufgeht.

Moustérien II (Sirgensteiner Stufe). Der jüngere Typ des Neandertalers *(Homo primigenius mousteriensis)* gehört schon dem Beginn der letzten Eiszeit an (kaltes Moustérien oder Moustérien im engeren Sinne). Hier beginnen die Höhlenkulturen, da der Mensch nun Schutz vor der Kälte suchte; doch finden sich Reste auch im Löß (Achenheim im Elsaß). In dieser Zeit beginnt auch die Verwendung von Elfenbein und Horn neben Stein. Das Moustérien I und II dauerte nach ZEUNER von 140 bis 70 000 Jahre vor der Jetztzeit.

Mit dem Aurignacien (Willendorfer Stufe) beginnt das Jung-Paläolithikum. Die Neandertalrasse wird verdrängt durch den Vollmenschen, und zwar durch den Aurignac- oder Lößmenschen in Mitteleuropa und die Grimaldirasse in Südeuropa *(Homo sapiens diluvialis)*. Die erste gehört dem lockenhaarigen (Australneger), die zweite dem spiralhaarigen Typus (negritoid) an. Die Kultur ist feiner; typisch sind gekrümmte Spitzen, eingeschnürte Klingen, Knochenwerkzeuge, primitive Zeichnungen an Höhlenwänden. Begleiter sind Mammut, *Rhinoceros tichorhinus*, Höhlenbär usw. Nach ZEUNER 100 bis 70 000 Jahre vor heute,

im Süden länger, also im allgemeinen mit dem Moustérien zum Teil gleichzeitig. Aurignac- und Moustérien-Mensch treten im Westen getrennt auf und sind anatomisch gut geschieden, wenn sie auch zum Teil gleichzeitig gelebt haben. In Palästina dagegen treten schon im Moustérien neben typischen Neandertalern auch Formen auf, die überwiegend menschliche Merkmale haben. Nach KOENIGSWALD handelt es sich entweder um Übergangstypen oder um Mischrassen. Es ergibt sich daraus jedenfalls, daß der Vollmensch frühestens im Riß-Würm-Interglazial, vor etwa 150 000 Jahren aufgetreten ist.

Solutréen (Předmoster Stufe). Träger der Kultur ist auch der Aurignac-Mensch, aber die kunstvollen Stichelspitzen, Lorbeerblattspitzen, Harpunen zeigen einen Fortschritt. Die Reste finden sich (Solutré, Předmost) oft zusammen mit riesigen Knochenmassen erbeuteter Tiere (Wildpferd, Mammut). Der Mensch dieser Zeit (Beginn von Würm II) war ein erfahrener Jäger; etwa 72 000 Jahre vor heute, nur kurze Phase.

Das Magdalénien (Thainger Stufe), in dem man eine Früh- und eine Spätphase unterscheidet, hat seinen Namen von der Höhle la Madeleine in der Dordogne. Der Mensch dieser Zeit gehört der höher stehenden Cro-Magnon-Rasse an. Die Hauptverbreitung ist in Mittelfrankreich, in der Schweiz, im Bodenseegebiet (Schussenried) und in Mitteldeutschland. Neben den verfeinerten Knochengeräten und Skulpturen (Kommandostäbe aus Rentiergeweih) tritt der Stein als Werkzeug zurück. Berühmt sind die zum Teil farbigen Zeichnungen von Ren, Mammut usw. in den Höhlen der Dordogne. Nach ZEUNER von 70 bis 20 000 Jahren vor heute.

Der Wert dieser, dem westeuropäischen Kulturkreis entnommenen Gliederung wird dadurch gemindert, daß die Entstehung der einzelnen Werkzeugtypen nicht regional gleichzeitig ist und sie mithin „Faziesbegriffe" darstellen. Nach eingehender Durchmusterung des deutschen Materials kam J. ANDREE zu der Überzeugung, daß diese Kulturenfolge nicht durch Einwanderung, sondern durch bodenständige Entwicklung auseinander entstanden ist, und zwar soll Mitteleuropa, insbesondere Mitteldeutschland, mehrfach das früheste Entwicklungszentrum gewesen sein. Die älteste, durch Artefakte nachweisbare Kultur ist die der Handspitzen, welche im Es-Interglazial (oder schon früher) auftritt, aber ihren Höhepunkt im Saw-Interglazial hat. Ihr Träger ist also der Neandertalmensch, sie entspricht im wesentlichen dem Moustérien und reicht mit spezialisierten Typen (Moustérien II) bis in den ersten Vorstoß der Weichsel-Eiszeit. Im Saw-Interglazial erscheinen aber in Thüringen schon die Übergänge zur älteren Klingenkultur, welche dann bis in die Zeit zwischen erstem und zweitem Weichselvorstoß reicht und typologisch etwa dem Aurignacien entspricht. Die jüngere Klingenkultur der späteren Weichsel-Eiszeit würde also dem Magdalénien entsprechen. Daneben entwickelt sich aus der Handspitzen-Kultur, am frühesten in Süddeutschland (unmittelbar vor Beginn der Weichsel-Eiszeit), die Blattspitzen-Kultur (= Soluträen), welche aber den zweiten Weichselvorstoß nicht überdauert. Wie die Kulturen, so sollen auch ihre Träger nach ANDREE keine neu einwandernden Rassen, sondern einzelne Spezialisationszweige einer primitiven, bodenständigen „neandertaloiden" Stammgruppe sein (vgl. unten).

Mit der letzten Phase der Würm-Eiszeit endet die Altsteinzeit (Paläolithikum). Die Steingeräte des Mesolithikums unterscheiden sich vor allem durch Politur. An der Grenze steht die Ofneter Stufe (Azilien) und die vermutlich gleichzeitige Maglemosekultur dänischer Moore mit Begleitflora der Ancyluszeit. Arktische Tierformen fehlen. Alter 20 000 bis 7000 Jahre vor heute.

In den Beginn der Litorinazeit fällt die Kjökken-Möddinger-Kultur („Küchenabfälle" = Muschelhaufen) Dänemarks; in Südfrankreich (Campignien) beginnt die Töpferei, auch Getreidebau und Haustierzucht. Ins Ende der Litorinazeit fällt das Vollneolithikum mit geschliffenen Steinbeilen, Schnur- und Bandkeramik; Getreidebau und Haustierzucht auch im Norden. Die subatlantische Periode entspricht der Bronzezeit.

In einem gewissen Gegensatz zu ANDREE macht RATHJENS (Der Zirkel, Hamburg, 1947) darauf aufmerksam, daß der mehrfache Wechsel von Eiszeiten und Interglazialen für die heutige Verteilung von Menschenrassen bestimmend war. Während der Eiszeiten verhinderte der vereiste ostwestliche Gebirgsgürtel der Alpiden eine Wanderung von Mitteleuropa und Nordasien nach Afrika-Indien. Dagegen war infolge des tiefen Pegelstandes des Mittelmeeres und die dadurch bedingte Herstellung von vier Landbrücken (Gibraltar, Sizilien, Tunis, Suez, Bab-el-Mandeb) einerseits, durch die Einengung des Wüstengürtels bzw. durch Umwandlung desselben in eine Steppen- und Parklandschaft andererseits, eine Verbindung zwischen Südeuropa—Südasien und Afrika in den Eiszeiten möglich. Umgekehrt konnte in den Zwischeneiszeiten zwar der Gebirgsgürtel überschritten werden, aber die Wanderwege nach Süden waren teils überflutet, teils durch den Wüstengürtel (Suez) abgeriegelt. So bildeten sich während der Eiszeiten nördlich vom Gebirgsgürtel gesonderte Rassen aus, die infolge klimatischer Abhärtung ein Übergewicht über die Rassen milderer Klimate erhielten. In den gleichen Zeiten fand infolge der freien Wandermöglichkeit eine Vermischung der südeuropäischen, asiatischen und afrikanischen Rassen statt. In den Zwischeneiszeiten dagegen strömten die neu entstandenen nordischen Rassen über den Gebirgsgürtel nach Süden und vermischten sich mit den dort entwickelten Rassen, die nun, infolge der Schließung der Wanderwege (bei hohem Pegelstand des Mittelmeeres), von der afrikanischen Verbindung abgesperrt waren. Durch diesen mehrfachen Wechsel und das fluktuierende Wandern je nach Schließung und Öffnen der Schranken wurden die schwächeren, verwöhnten Rassen nach Süden gedrängt, zuletzt in den Urwald der Tropen (Pygmoiden in Afrika und Südasien, Neger in Afrika, Negritos in Südasien).

Insbesondere in der letzten Eiszeit entstanden nördlich vom Gebirgswall die Europäiden und Mongoloiden, unabhängig voneinander und getrennt durch den aus den glazialen Schmelzwässern aufgestauten Aralo-Kaspischen See, über den hinaus nur nach seiner postglazialen Austrocknung eine Vermischung wieder möglich wurde. Zu gleicher Zeit entstand südlich des Gebirgswalles der Orientaliden-Stamm, der damals noch über die Landbrücken mit Afrika Verbindung hatte. In der Nacheiszeit wurde diese durch den sich verbreiternden Wüstengürtel und durch das Untertauchen der Landbrücken gelöst und der Orientaliden-Stamm in drei Sondertypen gespalten; er vermischte sich aber mit den nun von Norden eindringenden Europäiden und Mongoloiden. Dieses stoßweise Einströmen der beiden nordischen Stämme, und zwar auffallenderweise stets beider annähernd gleichzeitig, ist nach RATHJENS auch später noch viermal nachzuweisen (2. Jahrtausend v. Chr., Völkerwanderung, Kreuzzugszeit und Mongoleneinbrüche, 16. Jahrhundert bis heute).

4. Gesamtbild des Quartärs

Da bei der Ausdeutung des Quartärs das klimatische Problem die Hauptrolle spielt, muß die Frage nach den Ursachen der Vereisung an den Beginn dieser Erörterung gestellt werden. Es sei dabei betont, daß die größere Ausbreitung der Gletscher eine Erscheinung ist, welche die G e s a m t e r d e betrifft, wenn auch die absolute Gleichzeitigkeit der Eisausbreitung in der Nord- und Südhalbkugel bisher weder bewiesen noch widerlegt werden konnte. Jedenfalls ist aber daraus zu entnehmen, daß

alle lokalen Deutungen, z. B. veränderte Höhenlage des Landes, veränderte Strömungsverhältnisse in der Atmo- und Hydrosphäre, Polverschiebungen usw. nur den Charakter zusätzlicher Faktoren haben konnten, welche zwar die örtliche Intensität der Vereisung, nicht aber ihr Auftreten an sich zu erklären vermögen. Das ergibt sich auch aus dem rhythmischen Charakter der Klimaschwankungen, d. h. aus dem mehrfachen gleichzeitigen Wechsel von Kalt- und Warmzeiten in großen Teilen der Erde.

Es besteht also kein Zweifel darüber, daß eine Vereisung durch die Erniedrigung der mittleren Temperatur bedingt sein muß, wobei man nach WOLDSTEDT zwischen primären und sekundären Temperaturerniedrigungen unterscheiden muß. Die ersten betreffen die Gesamterde und erreichen 3 bis 5°. Die sekundären Temperaturerniedrigungen sind nicht Ursache, sondern Folge der Ausbildung von Eiskalotten und bewirken lokal eine bedeutendere Gesamterniedrigung der mittleren Temperatur. Im periglaziären Gebiet Mitteleuropas kann nach SOERGEL mit einem Jahresmittel 13,4° unter dem heutigen und mit der Ausbildung von dauernd gefrorenem Boden gerechnet werden.

SOERGEL (1942) versucht die mittleren Wintertemperaturen in Mitteldeutschland während des Hochstandes der Weichseleiszeit aus der Tiefe der „Eiskeile" abzuleiten, d. h. der im Frostboden entstehenden, eisgefüllten Spalten, welche sich verschiedentlich (später mit Löß gefüllt) gefunden haben. Ein Vergleich mit heutigen Gebieten von Dauerfrost-Boden ergibt eine winterliche Temperaturminderung von 18° gegen heute. Die mittleren Sommertemperaturen lassen sich in ähnlicher Weise aus der Mächtigkeit des sommerlichen Auftaubodens schätzen; hier ergibt sich eine Minderung von 9 bis 11°. Die Temperaturminderung war geringer im westlichen (atlantischen), höher im östlichen (kontinentalen) Teil Mitteleuropas.

Für die Bildung von Eisspeichern ist aber die mittlere Jahrestemperatur nicht allein entscheidend. Nach KESSLER, KOEPPEN und anderen werden kalte Winter sich in dieser Richtung weniger auswirken als kalte Sommer, in denen die festen Niederschläge nicht abtauen, sondern gespeichert werden. Ferner spielt die absolute Menge der Niederschläge eine Rolle, wie die Gegenüberstellung des heute vereisten Spitzbergens mit feuchtem Klima und des nichtvereisten Kältepols der Erde in Nordostsibirien mit wesentlich trocknerem Klima zeigt. Man kann daher mit LAMANSKY Gletscher und Frostboden gewissermaßen als Feucht- oder Trocken-Fazies des arktischen Klimas ansehen.

Die Lage der Schneegrenze ist also für die Speicherung von festen Niederschlägen entscheidend; sie hängt vor allem von den mittleren Sommertemperaturen und der Menge der Niederschläge ab. Als Beispiel sei erwähnt, daß die Schneegrenze während der Eiszeit nach A. PENCK in England bei 600 m, in den Vogesen bei 800 m, am Nordrande der Alpen bei 1000 bis 1200 m, in der Tatra bei 1500 m, im Kaukasus über 2000 m und in Zentralasien noch höher zu suchen ist. Die Gebiete mit feuchtem, atlantischem Klima zeigen also eine niedrigere Schneegrenze als die kontinentalen Bereiche.

Aber auch in meridionaler Richtung wird die Schneegrenze während der Eiszeiten verschieden tief herabgedrückt: in der Arktis und Antarktis um 5 bis 600 m, in mittleren Breiten (65 bis 40°) um 1000 bis 1700 m, in den Trockengürteln um 4 bis 600 m und am Äquator um 6 bis 800 m. Nach PASCHINGER & KLUTE ist entscheidend, daß die Zone maximaler Niederschläge nicht überall mit der Schneegrenze zusammenfällt. Zwischen dem 65 bis 40° Breite liegt die letztere heute über der Zone maximaler Niederschläge, weiter nördlich darunter. Eine Erniedrigung der mittleren Temperatur um einige Grade wird daher im Norden keine grundsätzliche Änderung bringen, in der Breitenzone 40 bis 65° aber zu einem Absinken der Schneegrenze unter die Zone maximaler Niederschläge führen.

Die Speicherzentren des Eises sind außerdem durch die paläogeographische Situation bedingt, vor allem durch das Vorhandensein von Gebirgen, in deren Schutz der Feuchtigkeitsgehalt ozeanischer Winde gestapelt wird; die einschlägigen Verhältnisse hat ENQUIST genauer studiert.

Während des Maximums einer Vereisung muß eine vorherrschende Ausbildung von Antizyklonen über den Eiskappen angenommen werden; hier lagen Hochdruckgebiete, von denen trockene „abeisige" Winde ins Vorland abströmten und dort die Windsedimentation (Löß) begünstigten. Die korrelaten, niederschlagsreichen Tiefdruckgebiete sind demgegenüber in der Mittelmeerzone zu suchen.

Während die Vorbedingungen zum Eintritt einer Eiszeit damit geklärt sind, bestehen über ihre Ursachen heute noch viele Hypothesen. Jedenfalls sind lokale Ursachen für die Deutung unzureichend.

So kann z. B. die häufige Hebung der späteren Vereisungszentren (Skandinavien) über die Schneegrenze zu Beginn der Eiszeit zwar die Intensität der Vereisung beeinflussen, ist aber keine notwendige Vorbedingung, wie die niedrig liegenden Nährgebiete Kanadas zeigen. Ähnliches gilt von der Hypothese, nach welcher eine Untiefe zwischen Schottland und Grönland während der Eiszeit die Wärmezufuhr des Golfstromes abriegelte; diese Annahme erklärt zwar die Vereisung Schottlands, aber nicht die Nordamerikas (WOLDSTEDT). Auch Gebirgsbildung und Reliefänderung haben höchstens die Bedeutung zusätzlicher Faktoren, zumal sie der Periodizität der Vereisung nicht gerecht werden.

Es kommen daher vor allem kosmische Ursachen in Frage, welche die von der Sonne empfangene Strahlungsmenge beeinflussen, vielleicht auch tellurische, welche die Gesamterde betreffen. Sieht man dabei von der Hypothese des wechselnden Gehaltes an wärmeabsorbierender Luftkohlensäure (FRECH & ARRHENIUS) oder von der Annahme eines Durchganges der Erde durch einen kosmischen Nebel (NÖLKE) ab, welche beide dem Wechsel von Eis- und Zwischeneiszeiten nicht gerecht werden, so muß vor allem in dem Mechanismus der Erde als Weltkörper eine Erklärung gesucht werden. Dabei sind Polverlagerungen als Primärursache auszuschließen, da sie lediglich eine Verschiebung der Vereisungszentren bewirken würden. Eine solche ist nach KOEPPEN und WEGENER bei einem Vergleich der Vereisungen Nordamerikas und Europas vielleicht nicht ganz unwahrscheinlich, erklärt aber das Gesamtphänomen nicht.

Wichtiger und einer rechnerischen Behandlung zugänglich ist der Wechsel in der Entfernung Erde–Sonne und in der Lage der Erdachse im Raume, welche die Strahlungsmenge pro Flächeneinheit und den Einfallswinkel der Sonnenstrahlung bestimmen. Nach der grundlegenden Berechnung von STOCKWELL (1873) sind folgende Faktoren wichtig:

1. Die Änderung der Exzentrizität der Erdbahn, vor allem des Unterschiedes in der Länge der Ellipsenachsen im Perihel und Aphel. Die Periode der Schwankung wird auf 91 800 Jahre veranschlagt. Neben diesem Werte (Verhältnis der Entfernung der Sonnenmitte vom Mittelpunkt der Erdbahnellipse zur halben großen Achse dieser Ellipse), kommt hier noch der Wert in Frage, welcher die „heliozentrische Länge des Perihels" (d. h. den Winkel des kürzesten Erdbahnradius mit der über die Sonne hinausgehenden Verlängerung des Erdbahnradius nach der Frühlingslage der Erde) bestimmt.

2. Die Änderung der Ekliptikschiefe, d. h. des Neigungswinkels der Äquatorebene zur Erdbahnebene, welche eine Periode von 40 400 Jahren besitzt. Nach MILANKOWITSCH nimmt

die sommerliche Strahlungsmenge bei wachsender Ekliptikschiefe bis zum 11° Breite ab, von da bis zum Pol zu.

3. Die Wanderung des Perihels. Diese Bewegung setzt sich zusammen aus der rückläufigen (entgegen dem Planetenumlauf) Präzession, d. h. der Drehung der Knotenlinie (Schnittlinie der Äquator- und Erdbahn) und aus der rechtläufigen Umdrehung der Apsidenlinie (Längsachse der Erdbahnellipse), verursacht durch planetarische Störungen. Beide Bewegungen summieren sich zu einer Periode von rund 21 000 Jahren. Sie bewirken Unterschiede in der Länge des Sommer- und Winterhalbjahres und beeinflussen damit das Klima (vgl. SCHWINNER, Lehrbuch der physik. Geologie, I, 1936, S. 62, 74, 220).

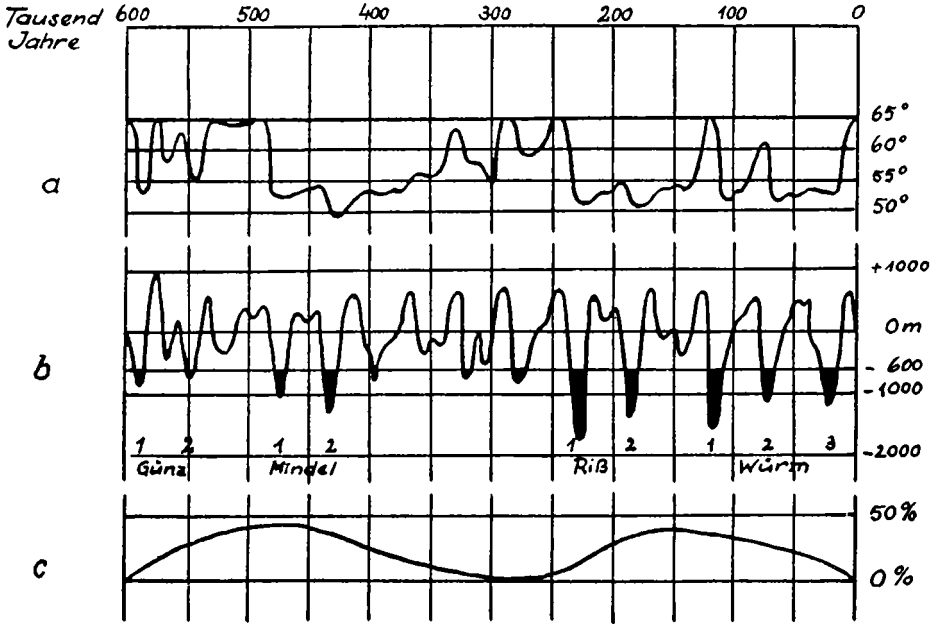


Abb. 232a. Vereisungskurve nach SOERGEL; die Kurve ist an der 65°-Linie nördlicher Breite für die Zeiten unterbrochen, in denen Skandinavien eisfrei war. Abb. 232b. Sommerbestrahlung und Schneegrenzenverschiebung nach MILANKOWITSCH; schwarz Haupteiszeiten. Abb. 232c. Schwankungen der Gesamtstrahlung der Sonne nach SIMPSON (Gegenwart mit 0% in Rechnung gesetzt.) Alle drei Kurven mit gleichem Zeitmaßstab.

Nachdem PILGRIM schon 1904 die STOCKWELLschen Formeln im Hinblick auf die Eiszeit numerisch auswertete, hat MILANKOWITSCH auf der Grundlage dieser Berechnungen die Änderung der Strahlungsmenge im Sommerhalbjahr für verschiedene Breiten in den letzten 650000 Jahren berechnet (Abb. 232b). Es zeigte sich, daß in Zeiten großer Exzentrizität extreme Schwankungen mit vieltausendjährigen Reihen kalter und heißer Sommer auftreten. Summieren sich die Perioden kalter Sommer mit einer Steillage der Ekliptik, welche milde, aber schneereiche Winter bedingt (WUNDT, 1944), so sind die Verhältnisse für den Eintritt einer Eiszeit günstig. Die Exzentrizität wirkt sich nun in beiden Halbkugeln wechselweise aus, da infolge Wanderung des Perihels die Winterlage mit einem Rhythmus von rund 21000 Jahren abwechselnd in Sonnennähe

und Sonnenferne (in einer Halbkugel) eintritt. Dagegen betrifft die Schiefe der Ekliptik beide Halbkugeln gleichzeitig. Nach MILANKOWITSCH überwiegt im übrigen in hohen Breiten der Einfluß der Schiefe der Ekliptik (Gleichzeitigkeit), in niederen Breiten der Einfluß der Perihellage (Alternieren). Jede Breite hat also einen individuellen Strahlungsgang, womit manche Einwände gegen die astronomische Eiszeittheorie fortfallen. Die auf Abb. 232b angegebene Kurve gilt also streng genommen nur für eine bestimmte Breite (55° nördlicher Breite) und erleidet längs dem Meridian nicht unerhebliche Modifikationen.

Wenn aber schon die Bestrahlung einen recht komplizierten Gang aufweist, so wird ihre klimatische Auswirkung durch einige Sekundäreinflüsse noch verwickelter. Wichtig sind nach WUNDT in dieser Hinsicht der Reflexionseffekt (Albedo) und die klimatische Verspätung. Der erste beruht darauf, daß über einem ausgedehnten Schneefeld die Strahlung weitgehend reflektiert, also nicht zur Erwärmung verwendet wird; das führt zu einer Selbststeigerung der Vereisung, die so lange anhält, wie die folgende entgegengesetzte astronomische Situation sich nicht durchsetzen kann. Die klimatische Verspätung, welche ja in der Gegenwart aus dem Nachhinken der Kälte- bzw. Wärme-Maxima gegenüber der Sonnenwende bekannt ist, dürfte nach WUNDT auch im großen bei einer Verschiebung der klimatischen Gipfel- und Tiefpunkte gegenüber den Strahlungsmaxima und Minima eine beträchtliche Rolle spielen. Es liegt auf der Hand, daß diese sekundären Einflüsse, die ja offensichtlich durch paläogeographische Faktoren (Land- und Meeresflächen, Gebirge als Riegel für Ausgleichsströmungen usw.) stark beeinflußt werden, modifizierend wirken. Die Vereisungskurve, wie sie SOERGEL aus geologischen Daten abgeleitet hat (Abb. 232a) wird also von der Strahlungskurve abweichen (Abb. 232b).

Trotz dieser Komplikationen ist die Übereinstimmung der astronomisch errechneten Daten mit dem geologischen Befund so auffallend, daß von einem Zufall kaum die Rede sein kann. Nachdem schon KÖPPEN & WEGENER die Kongruenz der 4 Hauptperioden der Strahlungsminderung mit den 4 alpinen Eiszeiten PENCKs & BRÜCKNERS festgestellt hatten, wies vor allem SOERGEL nach, daß das Zusammenfallen der astronomischen Berechnung mit der Quartärstratigraphie noch viel weiter geht.

Die vier Tiefpunkte der astronomisch berechneten Strahlungskurve zeigen bezeichnende Doppelungen, ferner liegt zwischen den beiden mittleren Eiszeiten noch eine Kälteperiode und die letzte Eiszeit zerfällt in drei Kältephasen. Das ergibt für die letzten 650000 Jahre 11 Kälteperioden, die den Aufschotterungsphasen der mitteldeutschen Flüsse, d. h. den Terrassen (S. 668) entsprechen. Das gleiche Ergebnis erzielten KNAUER & EBERL im Alpenvorland unter Ausdehnung auf die älteren präglazialen Terrassen. SOERGEL zeigte ferner, daß die aus den Abständen der Terrassen und aus der Verwitterungstiefe abzuleitende relative Dauer und Intensität der Warm- und Kaltzeiten gut mit den Gipfel- und Tiefpunkten der Strahlungskurve und mit ihren zeitlichen Abständen übereinstimmt. Durch Kombination dieser Daten konstruierte SOERGEL die erwähnte Vereisungskurve für Mitteleuropa (Abb. 232a), welche die jeweilige Randlage des nordischen Eises gegenüber den Breitegraden angibt. Im einzelnen bedarf die Kurve nach ZEUNER heute einiger Berichtigungen, im großen dürfte sie aber den Zusammenhang zwischen Strahlungsgang und Vereisung beim Vergleich mit der Strahlungskurve Abb. 232b zutreffend und anschaulich wiedergeben.

Es darf indessen nicht verschwiegen werden, daß heute noch verschiedene Einwände bestehen, welche vom Standpunkt der astronomischen Theorie aus nicht restlos widerlegt sind.

Hierbei ist weniger an den fehlenden Nachweis einer Feingliederung in Norddeutschland und an einige Unsicherheiten in bezug auf das Alter der Warthe-Eiszeit und die Datierung der drei Stadien der Würm- (Weichsel-) Eiszeit zu denken, weil diese dem Vereisungszentrum genäherten Gebiete naturgemäß nur einen vergröberten Rhythmus widergeben. Schwieriger zu deuten ist die angebliche Gleichzeitigkeit der Vereisungen in der Nord- und Südhalbkugel der Erde und die Vereisung in den Tropen, obwohl auch hier durch die differentielle Analyse des Strahlungsganges in verschiedenen Breiten (s. oben) eine befriedigende Lösung möglich erscheint. Auffallend und schwer erklärlich sind dagegen die starken Abweichungen der Datierung in Europa und Nordamerika, welche eine noch erhebliche Unsicherheit der Basisberechnung zeigen (SCHWARZBACH 1948).

Alles in allem kann gesagt werden, daß die astronomischen Daten nur e i n e n Ursachenkomplex zur Erklärung der Eiszeiten liefern, welcher vor allem die Periodizität begründet und damit die Aufstellung einer absoluten Zeitrechnung ermöglicht. Diese Vollgliederung kann nach SOERGEL & ZEUNER so dargestellt werden:

	Größter Vorstoß vor rund — Jahren
Würm-Eiszeit 3 (Weichsel-E. II) . . .	25 000
Würm-Eiszeit 2 (Weichsel-E. I)	72 000
Würm-Eiszeit 1 (? Warthe-E.)	115 000
Präwürm	138 000
Riß-Eiszeit 2 und 1 (Saale-E.)	187 000 und 230 000
Präriß-Eiszeit	303 000
Mindel-Eiszeit 2 und 1 (Elster-E.) . . .	435 000 und 476 000
Günz-Eiszeit 2 und 1	546 000 und 590 000

Nach EBERL liegen die drei Stadien der Donau-Eiszeit zwischen 680 000 und 760 000 Jahren, die Staufenberger Schotter bei 840 000 bis 860 000 Jahren, die Ottobeurer Schotter bei 930 000 bis 950 000 Jahren. Vielleicht gehört hierher die von K. RICHTER vermutete Baltische Eiszeit in Nordostdeutschland. Größere Unstimmigkeiten bestehen noch in bezug auf die Warthe-Eiszeit (Riß 2 oder Würm 1) und auf die letzten Stadien der Weichsel-Eiszeit (nach GRAHMANN & K. RICHTER Höhepunkt, d. h. Weichsel I vor 20 000 Jahren).

Unerklärt bleibt bei der astronomischen Theorie, daß die besprochenen Faktoren sich nur im Pleistozän in Vereisungen ausgewirkt haben, in früheren Epochen aber dazu nicht imstande waren. Die bis zum Einsetzen einer Eiszeit gesteigerte Klimaschwankung muß daher noch andere, allgemeinere Ursachen haben. Als solche kommen in Frage:

1. Änderungen in der Strahlung der Sonne. So paradox das klingen mag, könnte eine Zunahme der Sonnenstrahlung infolge Verstärkung der atmosphärischen Zirkulation Pol-Äquator und zunehmender Niederschläge zeitweilig zu einer Verstärkung der Vereisung der Pole führen. SIMPSON hat darauf eine interessante Theorie aufgebaut (1934), nach der eine zweimalige Zunahme der Sonnenstrahlung um 40% mit zwischenliegendem Abfall bis zum heutigen Wert die 4 Haupteiszeiten erklären könnte (Abb. 232c). HIMPEL hat die Ursache für die wechselnde Sonnenstrahlung zuerst in Nova-artigen Phänomenen der Sonne (1940), später in einem Durchgang der Sonne durch Dunkelwolken und dadurch angeregte Pulsationen (1947) vermutet.

2. Senkung des Meeresspiegels und Heraushebung des Landes. Insbesondere ZEUNER (wie schon früher ENQUIST) sieht in der seit dem Tertiär (vielleicht schon seit der Oberkreide) bemerkbaren Senkung des Meeresspiegels, die in der Tieferlegung der marinen Terrassen zum Ausdruck kommt, die primäre Ursache des Eiszeitalters. Eine Beziehung zur verstärkten tertiären Gebirgsbildung wäre hierbei bemerkenswert.

3. Endlich kann mit ARTHUR WAGNER die Frage aufgeworfen werden, ob ein langperiodischer Wechsel von Warm- und Kaltzeiten nicht in dem inneren Wärmehaushalt der

Erde begründet sein mag. Wenn (nach JOLY, HOLMES und anderen) der radioaktive Zerfall in der Erdkruste bei der geringen Leitfähigkeit der Gesteine zu einer Wärmespeicherung führt, so kann dadurch der zentrifugale Wärmestrom zeitweilig erhöht werden. Die Erhöhung der Bodentemperatur an der Basis der großen Eiskalotten könnte dann zum schnelleren Abfließen, Abschmelzen und Schwund derselben führen. Nach der JOLY & HOLMESschen Theorie führt aber die Wärmespeicherung zu einer Aufschmelzung der Rinde und damit zu gebirgsbildenden und vulkanischen Prozessen, welche eine schnellere Abfuhr der Wärme in den Weltenraum begünstigen. Die infolgedessen einsetzende Abnahme des Wärmestromes führt ihrerseits wieder zu einer zeitweisen Erkaltung der Oberfläche und könnte damit eine endogene Ursache für Klimaverschlechterungen abgeben, die beim Hinzutreten anderer, kosmischer oder lokaltellurischer Umstände, wie sie im Vorhergehenden besprochen wurden, zu einer Eiszeit gesteigert werden könnte. Die mehrfache Wiederholung von Eiszeiten im Anschluß an Perioden der Tektogenese läßt die beiden letzten Deutungen erwägenswert erscheinen.

Daß neben den allgemeinen, primären Ursachen kosmischer und tellürischer Art auch Polverschiebungen (KÖPPEN & WEGENER), Reliefveränderungen (RAMSAY) und paläogeographische Wandlungen (Schwellenbildung und Strömungsverlagerung in den Meeren, epirogenetische Hebungen der Blöcke usw.) lokal zu einer Verstärkung oder Abschwächung des Eiszeitphänomens beigetragen haben, dürfte sicher sein, so daß sich im Zusammenwirken aller Faktoren ein äußerst differenziertes Bild der historischen und regionalen Entwicklung ergibt.

Die paläogeographische und tektonische Geschichte des Quartärs ist eng mit dem Vereisungs-Phänomen verknüpft, da dieses neben innenbürtigen Faktoren in zweierlei Weise an dem Wechsel in der Verteilung von Land und Meer beteiligt ist.

1. Eustasie. Schwankungen des Meeresspiegels infolge der Bindung großer Wassermengen an die Eiskalotten, bzw. infolge des Abschmelzens derselben in den Interglazialen. Nach A. PENCK muß bei stärkster Vereisung mit einem Absinken des Meeresspiegels um 100 m gerechnet werden. Die „ertrunkenen" Täler und Moore der atlantischen Küste und Nordsee dürften auf dieser eustatischen Ursache beruhen und einer Kaltzeit angehören, während hochliegende marine Terrassen einer Zwischeneiszeit mit höherem Wasserstand entsprechen. Für zeitweilige Senkung des Meeresspiegels sprechen auch Korrosionszonen in tropischen Korallenriffen; nach DALY sind auch die flachen Lagunen in den Koralleninseln der Südsee durch Schwankungen des Meeresspiegels bedingt (glacial control theory).

2. Eisisostasie. Die eustatischen Bewegungen erklären noch nicht die Gesamtheit der Erscheinungen; z. B. wurden die marinen Terrassen des Ufergürtels später oft verstellt, verbogen und verworfen. Das deutet auf Bewegungen der festen Erdrinde hin, welche aber zum Teil mit der Vereisung zusammenhängen können. Es muß nämlich damit gerechnet werden, daß die über 2000 m mächtige Last des Inlandeises die unterlagernde Kruste herabgedrückt hat; die dabei verdrängten subkrustalen Schmelzmassen wanderten unter das Vorland, welches an der Peripherie des Eises dadurch hochgepreßt wurde (Randwulstbildung). Beim Abschmelzen setzte, allerdings verzögert und daher bis heute andauernd, der umgekehrte Prozeß ein: die entlasteten Vereisungszentren begannen zu steigen und saugten die subkrustalen Massen wieder an, wodurch die peripherischen Gebiete wieder zum Sinken kamen. Da hierbei die stärker entlasteten Vereisungs-Zentren rascher anstiegen als die durch glaziale Sedimente be-

lasteten marginalen Bereiche, drang das Meer vielfach in diese noch tiefer liegenden Gebiete ein (Eem- und Yoldia-Meer, Champlain-Überflutung), um dann bei verzögert einsetzendem Aufsteigen zurückzuweichen oder nach Süden zu transgredieren (wie in einer gekippten Schüssel).

Die von W. B. WRIGHT, NANSEN, KÖPPEN, A. PENCK und RAMSAY entwickelte eisisostatische Theorie steht nach A. BORN im Einklang mit der Tatsache, daß Skandinavien ein Schweredefizit und damit aufsteigende Tendenz besitzt; da die Hebung noch andauert (S. 666), findet der Ausgleich verzögert statt. Ähnliche Erwägungen können auch für andere Vereisungs-Zentren angestellt werden.

Die Reichweite dieser eisisostatischen Massenverlagerungen ist noch unbekannt. SOERGEL möchte jedenfalls die quartären Bewegungen in Mitteldeutschland, welche zu Flußverlegungen, Terrassenverbiegungen usw. führten, durch eisisostatische Prozesse erklären. Wesentlich weiter geht LITSCHKOFF, wenn er eine Senkung Nordeuropas und Hebung Südeuropas (inklusive Alpen) im Pleistozän und umgekehrte Tendenzen im Holozän auf Massenverlagerungen durch Eisbelastung bzw. Entlastung beim Abschmelzen zurückführt.

Diese Bewegungen sind indessen von vorgebildeten Strukturen abhängig, wie folgendes Beispiel zeigt: in der Norddeutschen Ebene lag die Basis des Pleistozäns vor der Eiszeit über NN, da sie aus nichtmarinen älteren Schichten besteht. Heute liegt sie beträchtlich tiefer (Elbemündung bei — 299 m, Weichselmündung bei — 92 m, Pregelmündung bei — 129 m), wobei der Rand dieser Depression aber nicht parallel zur heutigen Küste verläuft, sondern mehrfach nach Süden und Südosten ausgebuchtet ist, in deutlicher Beziehung zu älteren Strukturlinien. Nach Ansicht des Verfassers sind auch die Bewegungen des Inlandeises von der Struktur abhängig: der Eisrand bleibt zurück, wo stabile Schollen mit Hebungstendenz (Schwellen) vorliegen und stößt vor, wo er in Becken eintritt (Ostdeutschland, Mitteldeutschland). Der ererbte Bewegungscharakter der Schollen erfährt durch den glaziären Massenausgleich eine Neubelebung und greift damit regelnd in den Prozeß der Eisbewegung ein. Diese weitspannigen Schollenbewegungen bilden den Rahmen für die im glaziären Gebiet überall erkennbare Kleintektonik, die aber meist eine Pseudotektonik ist, d. h. nicht auf endogenen Ursachen, sondern auf Abscherungen der obersten Sedimentdecke durch die bewegte Eislast beruht.

Bedeutende weitspannige Krustenbewegungen sind aber auch im extraglaziären Gebiet bekannt, so die Hebung des Rheinischen Schiefergebirges und anderer Mittelgebirgskerne. Die Kleintektonik und der Vulkanismus (Eifel, Zentralplateau) sind hier als Ausklang der tertiären Gebirgsbildung zu deuten.

Die stärkeren jungen Hebungen in den alpidischen Kettengebirgen, die besonders im Himalaya gewaltige Ausmaße erreichen, lassen sich auch kaum durch Eisisostasie erklären, sondern müssen endogen bedingt (autonom) sein. Auch in der Mittelmeerzone erreichen pleistozäne Bewegungen nach KOSSMAT die Intensität einer tektonischen Phase. So ist z. B. die italienische Adriaküste seit dem Pliozän zum Teil bis 1000 m gestiegen, die dalmatinische aber gesunken; die Gestalt der Ägäis und der Dardanellen ist im Quartär durch gewaltige Einbrüche vollkommen verändert worden. Auch die pazifische Umrahmung, insbesondere z. B. die kalifornische Küste (pasadenische Phase) ist im Quartär durch starke Bewegungen jedenfalls endogenen Ursprungs ausgezeichnet. Die größte Intensität der Bewegungen im pazifischen und mediterranen Gürtel fällt nach STILLE und KOSSMAT ins Altpleistozän; die bis heute fortdauernden Bewegungen (Erdbeben, Vulkanismus) entsprechen einem Abklingen dieser Phase und das Holozän ist jedenfalls eine ruhigere Zeit.

XVIII. SCHRIFTTUM QUARTÄR

ANDRÉE, J., Der eiszeitliche Mensch in Deutschland und seine Kulturen. Stuttgart 1939. — Mit ausführlichem Schrifttum.
ANTEVS, E., Swedish late quaternary geochronologies. — Geogr. Review, 15, 1924.
—, Maps of the pleistocene Glaciations. — Bull. geol. soc. Amer., 40, 1920.
BÄRTLING, R., Das Diluvium des niederrheinisch-westfälischen Industriebezirks und seine Beziehungen zum Glazialdiluvium. — Z. D. G. G., 64, 1912.
BAREN, J. VAN, De boden van Nederland. 1908 bis 1920.
BROOKS, CH., The correlation of the Quaternary deposits of the British Isles with those of the continent of Europe. — An. Rep. Smiths. Inst. f. 1917, 1919.
BRÜCKNER, ED., Geochronologische Untersuchungen über die Dauer der Postglazialzeit in Schweden, Finnland und Nordamerika. — Zeitschr. f. Gletscherk., 12, 1921/22.
BUBNOFF, S. v., Eiszeit und Untergrundsbau. — Mitt. geol.-pal. Inst. Greifswald, 8, 1931.
—, Geologie von Europa. Bd. II, 3, 1936. — Mit wichtigstem Schrifttum über Quartär Nord-, Mittel- und Osteuropas.
BÜLOW, K. v., Das Alluvium. Handb. vergl. Stratigraphie Deutschlands. Berlin 1931. — Mit ausführlichem Schrifttum.
CAILLEUX, A., Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Klimatologie. — Geolog. Rundschau, 40, 1952.
COLEMAN, A. P., Ice age recent and ancient. New York 1926.
DEPÉRET, CH., Essai de coordination chronologique générale des temps quaternaires. — C. R. Ac. Sc. Paris, 166, 167, 168, 170, 171, 1918 bis 1920.
DIETRICH, W., Über den Rixdorfer Horizont im Berliner Diluvium. — Z. D. G. G., 84, 1932.
DUBOIS, G., Sur les terrains quaternaires du Nord de la France. — Mém. soc. géol. Nord., 8, 1924.
—, Quaternaire marin et oscillations de la ligne de rivage quaternaire. — Geol. Jahresber. I A, 1938. — Neueres Schrifttum.
EBERL, B., Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. Augsburg 1930.
EBERS, E., Die Eiszeit im Landschaftsbilde des bayerischen Alpenvorlandes. — Deutsche Landschaftskunde, 2, 1934.
Eiszeitalter und Gegenwart. Jahrb. der Deutschen Quartärvereinigung. Herausgegeben von P. WOLDSTEDT. Oehringen. Seit 1952.
FRÖDIN, G., Studien über die Eisscheide in Zentralskandinavien. — Bull. geol. Inst. Upsala, 19, 1925.
GAMS, H., Die Ergebnisse der pollenanalytischen Forschung in bezug auf die Geschichte der Vegetation und das Klima von Europa. — Zeitschr. f. Gletscherk., 15, 1926/27.
—, Holozän (Alluvium). — Geol. Jahresber. I A, 1938; III A, 1941.
DE GEER, G., A Geochronology of the last 12 000 years. — 11. Intern. Geol. Congr. Stockholm 1910, C. R., Vol. 1912.
—, Schwankungen der Sonnenstrahlung seit 18 000 Jahren. — Geolog. Rundschau, 18, 1927.
GEINITZ, E., Das Diluvium Deutschlands, 1920.
GERASSIMOFF, J. und MARKOFF, K., Quartärgeologie. — Leningrad, 1939.
GRAHMANN, R., Über die Ausdehnung der Vereisungen Norddeutschlands und ihre Einordnung in die Strahlungskurve. — Ber. Sächs. Ak. d. W., 80, 1928.
—, Der Löß in Europa. Mitteil. Ges. f. Erdkunde. Leipzig 1930/31.
—, Grundriß der Quartärgeologie Sachsens. Leipzig 1934.

GRIPP, K., Über die äußerste Grenze der letzten Vereisung in Nordwest-Deutschland. — Mitt. geogr. Ges. Hamburg, 36, 1924.
GREGORY, Evolution Emerging. New York, 1951.
GRUPE, O., Über die Ausdehnung der ältesten Vereisung in Mitteldeutschland. — J. pr. g. L., 42, 1921.
HAUSEN, H., Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern. Fennia, 34, 1913.
HEBERER, G., Neue Ergebnisse der menschlichen Abstammungslehre. Göttingen, 1951.
HECK, K., Zur Fossilführung der Paludinenbank. — Z. D. G. G., 82, 1930.
HESEMANN, J., Pleistozän. — Geol. Jahresber. III A, 1941.
HIMPEL, K., Beitrag zum Eiszeitproblem. — Z. Naturforsch. 2a, 1947.
HOFFSTETTER, R., Les mammifères pleistocènes de la République de l'Equateur. Mém. soc. géol. France, Nouv. Sér. 31, Nr. 66, 1952.
HUCKE, K., Die Sedimentärgeschiebe des norddeutschen Flachlandes. Leipzig 1917.
JARANOFF, D., Das Klima des Mittelmeergebietes während des Pleistozäns und des Quartärs. — Geol. Rundschau, 34, 1944.
JESSEN, K., & MILTHERS, V., Stratigraphical and Paleont. studies of Interglacial-Fresh-Water Deposites in Jutland and NW Germany. — Danm. Geol. Unders., 2 R., 48, 1928.
KNAUER, J., Die Ablagerungen der älteren Würm-Eiszeit im süddeutschen und norddeutschen Vereisungsgebiet. — Abh. geol. Land. Bayer. Oberbergamt, 21, 1935.
—, Über das Alter der Moränen der Zürich-Phase usw. Daselbst, 33, 1938.
KEILHACK, K., Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises usw. — Jahrb. preuß. Geol. L., 19, 1899.
—, Die Verlandung der Swinepforte. — Daselbst, 32, 1911.
KESSLER, P., Das eiszeitliche Klima und seine geologischen Wirkungen im nicht vereisten Gebiet. Stuttgart 1925.
KÖNIGSWALD, P. H. R. v., Das Pleistozän Javas. — Jahrb. Quartär 2, Berlin 1939.
—, Die Phylogenie des Menschen. — Verhandl. Ges. Deutscher Naturforscher und Ärzte. 97. Vers. Essen, 1952. Springer Verl., Göttingen 1953.
KORN, J., Die wichtigsten Leitgeschiebe der nordischen kristallinen Gesteine im norddeutschen Flachlande. Berlin 1927.
KRAUS, E., Tertiär und Quartär des Ostbaltikums. Die Kriegsschauplätze, 10, 1. Teil. Berlin 1928.
KUMMEROW, E., Über die Bewegungsrichtung des Inlandeises, die Herkunft und die Verbreitung der Geschiebe. — Z. f. Geschiebef., II, 1926.
—, Fortschritte der Diluvialgeologie. — Geol. Rundschau, 19, 1928.
LEVERETT, F., Comparison of the north-american und european glacial deposits. Z. f. Gletscherk., 1909/10.
—, The pleistocene glacial stages. — Proc. amer. philos. soc., 65, 1926.
LEWINSKI, J., & SAMSONOWICZ, J., Oberflächengestaltung im östlichen Teile des nordeuropäischen Flachlandes. — Trav. soc. sciences Varsovie. 31, 1918.
—, Das Diluvium in Polen und Dänemark. — Ann. soc. géol. Pol., 6, 1929.
LINSTOW, O. v., Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland. — Abh. pr. geol. L., 87, 1922.
MACHATSCHEK, F., Die Literatur zur alpinen Eiszeitforschung. — Z. f. Gletscherk., 23, 24, 1935/36.
MADSEN, V., NORDMANN, V., JESSEN, K., Quartär. Übersicht über die Geologie von Dänemark. — Danm. Geol. Unders., V. 4, 1928.
MEINARDUS, W., Zum Kanon der Erdbestrahlung. — Geol. Rundschau, 34, 1944.
MENZEL, H., Klimaänderungen und Binnenmollusken im nördlichen Deutschland seit der letzten Eiszeit. — Z. D. G. G. 62, 1910.
MIRTSCHINK, G., Structure and composition of quaternary deposits in the european part of the USSR. State planing comm. Moskau 1930.

MUNTHE, H., Studier över Ancylus sjöns avlopp. — Sver. Geol. Unders., Ser. C, 346, 1927.
NORDMANN, V., Die stratigraphische Stellung der Eem-Ablagerungen. — Compte Rendu Réunion géol. internat. Kopenhagen 1928.
OSBORN, H. F., Review of the Pleistocene of Europe, Asia and Northern Africa. — Ann. New York Ac., 26, 1915.
— & REED, CH. A., Old and new standards of pleistocen division in relation to the prehistory of man in Europe. — Bull. geol. soc. Amerika, 33, 1922.
PARTSCH, J., Die Eiszeit in den Gebirgen Europas. — Geogr. Z., X., 1904.
PAWLOFF, A., Die neogenen und posttertiären Ablagerungen Süd- und Osteuropas. — Mem. Ges. Naturf. Moskau, 5, 1925.
PENCK, A., & BRÜCKNER, E., Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901 bis 1909. — Grundlegendes Werk.
—, Die Höttinger Breccie und die Inntalterrasse nördl. Innsbruck. — Abh. pr. Ak. Wiss., 1920.
—, Europa im Eiszeitalter. — Geogr. Zeitschr., 43, 1937.
PFANNENSTIEL, M., Die diluvialen Entwicklungstadien und die Urgeschichte der Dardanellen, Marmarameer und Bosporus. — Geol. Rundschau 34, 1944.
POSER, H., & HÖVERMANN, J., Morphometrische und morphologische Schotteranalysen. — Proc. III. intern. congress of sedimentology. Gröningen, 1951.
Quartär. Jahrbuch für Erforschung des Eiszeitalters und seiner Kulturen. Herausgeg. L. ZOTZ, seit 1938. Freiburg i. Br.
RANGE, P., Das Diluvium Palästinas. — Die Eiszeit, 2, 1925.
RICHTER, K., Gefüge und Zusammensetzung des norddeutschen Jungmoränengebietes. — Abh. Geol.-pal. Institut Greifswald, 11, 1933.
—, Die Eiszeit in Norddeutschland. Deutscher Boden, 4, 1937.
—, Die Einordnung der Weichseleiszeit in die Strahlungskurve von MILANKOWITSCH. Geol. Rundschau 28, 1937.
—, Pleistozän: Glaziale Bereiche; in Geol. Jahresber. I A, 1938. — Neues Schrifttum.
—, Morphometrische Gliederung von Terrassenschottern. — Eiszeitalter und Gegenwart, Oehringen, 2, 1952.
SAURAMO, M., The quaternary geology of Finland. — Bull. com. géol. Finlande, 86, 1929.
—, Das System der spätglazialen Strandlinien im südlichen Finnland. — Soc. Sc. Fennica, IX, 10, 1937.
—, The mode of the Land upheaval in Fennoscandia during late quaternary time. — C. R., Soc. géol. Finlande, 13, 1939.
SCHEIDIG, A., Der Löß. Dresden 1934.
SCHMIERER, TH., Beiträge zur Kenntnis des faunistischen und floristischen Inhaltes der Berliner Paludinenbank. — Z. D. G. G., A. 74, 1922.
SCHRÖDER, H., Die Fauna des Mosbacher Sandes. — Abh. preuß. g. L., 18, 1903.
SCHWALBE, G., Studien über Pithecanthropus erectus. — Zeitschr. f. Morphologie und Anthropologie, 1, 1899.
SCHWARZBACH, M., Eiszeiten — absolute Zeitrechnung — biologische Entwicklung. — Geol. Rundschau, 35, 1948.
—, Das Klima der Vorzeit. — Stuttgart 1951.
SIMPSON, C. G., World climate during quaternary period. — Chr. J. Meteor Soc., 60, 1924.
SLATER, G., Glacial tectonics as reflected in disturbed drift deposits. — Proc. geol. Assoc. London 1927.
SOERGEL, W., Das Aussterben diluvialer Säugetiere und die Jagd des diluvialen Menschen. Jena 1912.
—, Die Jagd der Vorzeit. Jena 1922.
—, Elephas trogontherii und Elephas antiquus, ihre Stammesgeschichte usw. — Paläontogr., 60, 1913.
—, Die Stammesgeschichte der Elefanten. — Centralbl. f. Min., 1915.
—, Lösse, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. Jena 1919.
—, Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung. Berlin 1921.

SOERGEL, W., Diluviale Flußverlagerungen und Krustenbewegungen. — Fortschr. Geol. u. Pal., 5, 1923.
—, Die diluvialen Terrassen der Ilm und ihre Bedeutung für die Gliederung des Eiszeitalters. Jena 1924.
—, Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters. — Fortschr. Geol. u. Paläontologie, 13, 1925.
—, Das geologische Alter des Homo heidelbergensis. — Paläont. Zeitschr., 10, 1928.
—, Die Vereisungskurve. Berlin 1937.
—, Das diluviale System. I. Die geologischen Grundlagen der Vollgliederung des Eiszeitalters. Fortschr. Geol. u. Pal., 39, 1939.
—, Das Eiszeitalter. Verl. G. Fischer. Jena, 1938.
—, Die eiszeitliche Temperaturminderung in Mitteleuropa. — Jahresber. u. Mitteil. des Oberrhein. Geol. Ver., 31, 1942.
TESCH, P., La séparation stratigraphique Pliocène—Plistocène en Europe. — C. R. Réunion geol. intern. Kopenhagen 1928. Danm. geol. unders., 1930.
TRICART, J., & SCHAEFFER, I., L'indice d'emoussé des galets moyen d'étude des systèmes d'érosion. — Rev. Gémorph. Dynamique, 1, 1950.
WAGNER, A., Klimaänderungen und Klimaschwankungen. Braunschweig 1940.
WAHNSCHAFFE, F., & SCHUCHT, F., Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. Stuttgart 1921.
WEINERT, H., Hominidae. Fortschr. d. Paläontologie I, 1937, II, 1939. — Neues Schrifttum.
—, Stammesentwicklung der Menschheit. Braunschweig 1951.
WERTH, E., Der fossile Mensch. Berlin 1928.
WIEGERS, F., Diluviale Vorgeschichte des Menschen. Stuttgart 1928.
WOLDSTEDT, P., Die großen Endmoränenzüge Norddeutschlands. — Z. D. G. G., 77, 1925.
—, Die Parallelisierung des nordeuropäischen Diluviums mit anderen Vereisungsgebieten. — Zeitschr. f. Gletscherk., 16, 1928.
—, Das Eiszeitalter. — Stuttgart 1929. Mit ausführlichem Schrifttum.
—, Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes 1:1 500 000, mit Erläuterungen. — Berlin 1935.
—, Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland usw. — Ber. d. Reichsamtes f. Bodenforschung, Wien 1942.
—, Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. — Stuttgart, 1950.
—, Probleme der Terrassenbildung. — Eiszeitalter und Gegenwart. Oehringen. Bd. 2, 1952.
WUNDT, W., Die Mitwirkung der Erdbahnelemente bei der Entstehung der Eiszeiten. — Geol. Rundschau, 34, 1944.
WUNSTORF, W., & FLIEGEL, G., Die Geologie des niederrheinischen Flachlandes. — Abh. pr. g. L., 1910.
ZEUNER, F., Das Klima des Eisvorlandes in den Glazialzeiten. — Neues Jahrb. f. Min., Bd. 72, 1934.
—, Comparison of the Pleistocene of East Anglia with that of Germany. — Prehistoric Soc. London 1937.
—, Die Gliederung des Pleistozäns und des Paläolithikums in Palästina. — Geol. Rundschau, 29, 1938.
—, The Pleistocene Period. London 1945.
—, Dating the Past. London 1946.

Siehe auch:
I. Allgemeines. 2. BORISSJAK, GIGNOUX, HAUG, KAYSER, WAGNER; 4. ABEL, 1, 3; POTONIÉ & GOTHAN, 6. DEECKE 1 und 2, EVANS, GEINITZ, GERTH, Handbuch (1. Dänemark, 2. Island, 12. Niederlande, 13. Fennoskandia, 17. Syrien, 20. British isles, 28. Baltikum), HEIM, KLEBELSBERG, KOCH, KOSSMAT, MADSEN, OBRUTSCHEFF. WEGNER.
III. KOEPPEN und WEGENER.
V. ARLDT, KOSSMAT.

F. SYNTHESE DER ERDGESCHICHTE

Die Einleitung dieses Buches, welche der geologischen Quellenkunde gewidmet war, ging von Beobachtungen über das heutige Geschehen, d. h. von „aktualistischen" Voraussetzungen aus. Ohne diese würde jeder Versuch einer Deutung ehemaliger Zustände in der Luft schweben. Die Deutung der Dokumente ermöglichte uns dann die Festlegung dieser Zustände, deren stratigraphische und biostratigraphische Ordnung den Ablauf der Erdgeschichte ergab. Die Einfügung des Zeitbegriffes hob die Geologie über den aktualistischen Geltungsbereich hinaus, da der Prozeß der Erdgeschichte, im Gegensatz zu den einzelnen Zuständen, nicht aktualistisch, sondern nur historisch zu begreifen war; er kann ja experimentell nicht nachgeahmt werden, sondern stellt selbst ein einmaliges, nicht umkehrbares Experiment dar.

Während aber die Geschichte bei der Darstellung eines einmaligen Ablaufes stehen bleibt, ist dieser für die **Natur**-Geschichte nur eine Gegebenheit, aus der sie das Typische, d. h. Gesetzmäßige, abzuleiten bestrebt ist, nun allerdings nicht auf aktualistischen, sondern auf historischen Voraussetzungen aufbauend. Die Grundlagen dafür sind Wiederholungen ähnlicher Ereignisfolgen, besonders 1. gleicher Ereignisfolgen in getrennten Räumen und 2. gleicher Ereignisfolgen zu verschiedenen Zeiten, d. h. letzten Endes Periodizitäten der Erdgeschichte, die hier zusammenfassend betrachtet werden sollen.

1. Die Sedimentbildung

a) Sedimentations-Typen

Weder die chemisch-petrographische (Sand, Ton, Kalk), noch die aktualistisch-genetische (neritisch, bathyal) Gliederung der Sedimente entspricht den Erfordernissen der Erdgeschichte. Aus ihr selbst ergeben sich aber Grundlagen für eine Einteilung, und zwar infolge des Vorhandenseins oder Fehlens eines regelmäßig wiederholten Schichtenwechsels, bei dem wieder zwei Möglichkeiten zu unterscheiden sind:

1. Die rhythmische Sedimentation, d. h. ein oft hundertfach wiederholter Wechsel zweier Gesteinsarten (Sand–Ton, Kalk–Mergel, Anhydrit–Steinsalz), beruht auf einem regelmäßig wechselnden Niederschlag chemischer oder mechanischer Art. Sie ist vor allem klimatisch bedingt und daher ein wertvolles Hilfsmittel für die absolute Zeitrechnung. Das bekannteste Beispiel sind die spätquartären Bändertone Skandinaviens mit jahreszeitlichem Schichtwechsel, doch sind auch aus der älteren Erdgeschichte Beispiele bekannt (S. 342). Möglich, wenn auch bisher noch nicht sicher erwiesen, wäre eine Abbildung von Gezeitenrhythmen.

2. Die zyklische Sedimentation besteht aus einem regelmäßigen, aber komplizierteren Wechsel mehrerer Sedimentarten, für den ganz allgemein folgendes Schema gilt (s. auch S. 51):

Transgression: grobklastisch, häufig mit Glaukonit, mit Fe-Verbindungen und mit Phosporit.
Inundation: feinklastisch bis tonig, später kalkig (Differentiation).
Regression: klastisch oder chemisch.
Emersion: Aufhören der Sedimentation bzw. Aufbereitung des Untergrundes.

Die Zahl der Phasen kann größer sein (wenn z. B. die Transgression in mehreren „Rucken" stattfindet) oder auch kleiner (wenn es z. B. nicht zur Emersion kommt). Daraus und aus der Fazies der Sedimente ergibt sich die Amplitude des Zyklus. Der Zyklenverlauf zeigt, daß es sich hier nicht um klimatische Ursachen, sondern um Bewegungen der Strandlinie handelt, was besonders durch die GRABAU-ARBENZsche Regel betont wird, nach der in der Transgressionsphase das eingeschwemmte Material der Bewegung des Strandes entgegenkommt, während in der Regressionsphase beide gleichsinnig wandern.

Die Periode der Zyklen ist verschieden, wobei man drei Typen unterscheiden kann:

1. Die Großzyklen umfassen ganze Formationen oder Formationsgruppen. Für das außeralpine Europa gilt z. B.:

Altpaläozoikum: Kambrium und Ordovizium sandig, dann tonig (Transgression); Gotlandium tonig-kalkig (Inundation-Differentiation); Obergotlandium-Unterdevon rote Sandsteine, Salze (Regression-Emersion).

Jungpaläozoikum: Unterdevon sandig-tonig (Transgression); Mittel-Oberdevon tonig-kalkig (Inundation); Unterkarbon kalkig-sandig (Differentiation); Oberkarbon-Perm sandig mit Kaustobiolithen, dann mit Salzen (Regression-Emersion).

Altmesozoikum: Trias fehlend oder sandig (Emersion-Transgression); Lias-Dogger sandig-tonig (Transgression); Malm tonig oder kalkig (Inundation, Differentiation); Obermalm-Wealden lückenhaft, mit Kaustobiolithen und Salzen (Regression und Emersion).

Jungmesozoikum: Neokom-Cenoman sandig-tonig (Transgression); Turon-Senon kalkig (Inundation-Differentiation); Danien lückenhaft (Regression).

Das Tertiär zeigt anscheinend noch zwei derartige Großzyklen (Paläozän-Oligozän und Miozän-Quartär).

Die Gliederung in den anderen Nordkontinenten und auch im Mediterrangebiet ist grundsätzlich ähnlich. Scharfe Grenzen sind nicht zu erwarten, Verschiedenheiten im Ablauf sind deutlich bedingt.

2. Die mittleren Zyklen oder Pulsationen (GRABAU) umfassen größere Formationsteile und haben auch eine weltweite Verbreitung.

So ist z. B. das Unterkambrium oft transgressiv, während am Ende des Mittleren eine Regression auftritt. Oberkambrium und Tremadoc bilden eine weitere Pulsation, das höhere Ordovizium eine dritte. Grabau unterscheidet im Paläozoikum 11 Pulsationen von weltweiter Verbreitung.

Im Mesozoikum liefern insbesondere der westeuropäische Lias, die osteuropäischen Malm und Unterkreide, die nordalpine (helvetische) Unterkreide treffliche Beispiele von Pulsationen.

3. Zyklothemen (WELLER, MOORE). Es handelt sich um vielfache Wiederholungen gleicher Faziesfolgen innerhalb einer Stufe oder sogar einer Zone. Im Gegensatz zu den Pulsationen sind die Zyklothemen stärker lokal bedingt. Gute Beispiele liefert das Jungpaläozoikum; einige Typen solcher, oft dutzendfach wiederholten Folgen seien angeführt.

Oberkarbon, Kansas nach R. MOORE	Perm, Kansas nach R. MOORE	Oberkarbon, Ruhr nach KUKUK	Zechstein nach FIEGE
2a Sandschiefer, Landpflanzen	2a Roter Ton	2b Kohle	2a Ton und Sand
k Tonschiefer, Mollusken	m grüner Ton	2a Wurzelboden	k Dolomit
i Kalk, marine Fauna	l *Lingula*-Schiefer	i Sandstein	i Anhydrit
h Schiefer, Brachiopoden	k Kalk mit Muscheln	h Konglomerat	h Steinsalz
g Kalk, Fusulinen	i Kalk mit Muscheln und Brachiopoden	g Sandstein	g Kalisalz
f Schiefer, Brachiopoden	h Kalk mit Brachiopoden	f Sandschiefer	f Steinsalz
e Kalk, marine Fauna	g Kalk mit Fusulinen	e Schiefer mit Süßwassermuscheln	e Anhydrit
d Tonschiefer, Mollusken	f Kalk mit Brachiopoden	d Schieferton	d Dolomit
c Kohle	e Kalk mit Muscheln und Brachiopoden	c Mariner Horizont	c Kalk
b Wurzelboden	d Kalk mit Muscheln	b Kohle	b Ton
1a Sandschiefer und Sand mit Landpflanzen	c *Lingula*-Schiefer	1a Wurzelboden Sandstein	1a Sand
	b Grüner Ton		
	1a Roter Ton		

Unt. Muschelkalk nach FIEGE	Lias nach KLÜPFEL und H. FREBOLD	Flözleeres nach FIEGE	Oberkarbon, Sudeten nach v. BUBNOFF
2a Blauer kristalliner Kalk	2a Ton	2a Grauwacke	2a Konglomerat
f Eigelber Dolomitkalk	d Schill oder Emersion	e Ton, zum Teil bituminös mit Pyrit	e Kohle
e Mergel und Ton	c Kalk	d Sandschiefer	d Wurzelboden
d Wellenkalk, tonig	b Mergel	c Bändergrauwacke	c Schieferton
c Plattiger Kalk	1a Ton	b Grauwacke, fein	b Sandstein
b Dichter Kalk		1a Grauwacke, grob	1a Konglomerat
1a Blauer, kristalliner Kalk			

Es sei bemerkt, daß, wie im Zechstein, so auch in anderen Formationen gelegentlich ein symmetrischer Bau der Zyklen auftritt. Viel häufiger allerdings fallen einzelne Glieder aus und die Zyklen sind lückenhaft. Das Profil des Flözleeren ist schematisch, da sich nach FIEGE dort die Zyklothemen aus Zyklen niederer Ordnung aufbauen, welche eine geringere Variationsbreite der Gesteine zeigen, so daß jede Phase der Zyklotheme durch das Vorwalten von zwei benachbarten Typen der obigen fünf in rhythmischem Wechsel ausgezeichnet wird. Diese kleinsten Zyklen sind auch anderwärts vorhanden, allerdings öfter in Vorsenken (s. unten) als im eigentlichen Epikontinentalgebiet. FIEGE bezeichnet sie als Kleinzyklen, die Zyklothemen als Großzyklen; das letztere ist in dem hier vorgebrachten Zusammenhang nicht angängig, da den Zyklothemen noch die Pulsationen und die Großzyklen 1. Ordnung übergeordnet sind. Siehe auch FIEGE 1952; die Differenzen sind vorwiegend nomenklatorisch.

Für die zyklische Sedimentation gilt die Regel von der Fazieskorrelation von J. WALTHER, nach der unmittelbar übereinander nur Sedimente auftreten, welche in der Gegenwart nebeneinander auftreten können (d. h. z. B. keine Tiefseebildungen über Konglomeraten). Diese Regel und die Gliederung in Groß- und Mittelzyklen ist aber nur in den Gebieten ± flacher Epikontinentalmeere streng verwirklicht, d. h. auf

den heutigen und ehemaligen Schelfen. Man kann also von einem epikontinentalen Sedimentationstypus sprechen.

Im Bereiche der großen Faltengebirge der Erde, welche durch besondere Bodenbeweglichkeit ausgezeichnet waren, unterliegt dieses Schema einer Abwandlung im Sinne einer Störung der zyklischen Gliederung. Diese Störung kann verschiedener Art sein (ARBENZ 1919).

1. Geosynklinale oder vororogene Sedimentation. Die Gebiete der Faltengebirge haben vor der Faltung durchweg längere Zeiten starker Mobilität und tiefer Versenkung durchgemacht. Man denke an das mächtige Kambrosilur in der kaledonischen Geosynklinale Englands und

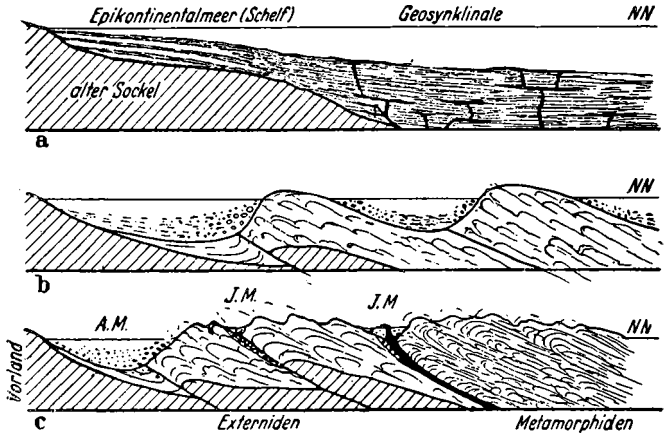


Abb. 233. Sedimentationstypen: a Zyklische epikontinentale (links) und azyklische geosynklinale (rechts) Sedimente; letztere mit basischen Vulkaniten (schwarz); b Synorogene (Flysch) Sedimente in Teilbecken der Geosynklinale zwischen auftauchenden Schwellen (Kordilleren); c Postorogene (Molasse) Sedimente am Rande (AM) oder im Inneren (IM) eines neu entstandenen Faltengebirges.

Norwegens, an die Devonserie der variscischen Geosynklinale am Rhein, an das Devon-Karbon der Appalachen, des Urals und Zentralasiens, an die mächtigen mesozoischen Folgen der alpinen Geosynklinale usw. Im letzten Falle ist besonders deutlich, daß die zyklisch gut gegliederte Jura-Kreide-Folge am Nordsaume der Geosynklinale beim Fortschreiten gegen das Becken in eine mächtige, aber homogene Schieferserie ohne deutliche Zyklengliederung übergeht, die ganze Formationen umfassen kann (S. 466). Dabei ist die Fazies gelegentlich einem Wechsel unterworfen, der aber keine zyklische Regelmäßigkeit besitzt, sondern von dem Verhältnis zwischen Sedimentzufuhr und Senkung abhängt; ist die erstere imstande, die Senkung zu kompensieren, dann entstehen mehrere 1000 m sandig-toniger Sedimente in mitteltiefer Fazies (Graptolithenschiefer Englands, Siegener Schichten des Unterdevons, Glanzschiefer der Alpen). Bleibt die Sedimentation zurück, so können bathyale, ja sogar abyssische Sedimente entstehen (Radiolarienhornstein und ähnliche Gesteine). Tauchen Untiefen und Inseln aus der Geosynklinale auf, dann erscheinen, ohne sichtbare Regelmäßigkeit, Einstreuungen von Breccien und Konglomeraten, die gelegentlich ganze Formationen ersetzen (unterostalpines Mesozoikum zum Teil), s. Abb. 135, 153, 172.

Neben der Fazieshomogenität in der Zeit (d. h. im Vertikalprofil), bei einer gewissen, oft zonar geregelten Heterogenität im Raume ist für die Geosynklinalfazies der — vorwiegend basische — Vulkanismus überaus kennzeichnend (initialer Vulkanismus nach STILLE). Die

ordovizischen Kissen-Laven der englischen und norwegischen Kaledoniden, die devon-kulmischen Diabase und Schalsteine der variscischen und uralischen Geosynklinale, die mesozoischen Ophiolithe der andinen und alpidischen Faltengebirge gehören hierher (Abb. 233 a).

2. Synorogene oder Flyschfazies. Es ist die Sedimentationsform w ä h r e n d der tektonischen Umformung der Geosynklinale zu einem Faltengebirge. Im Gegensatz zur Geosynklinalfazies führt die starke Bodenbeweglichkeit zu einer Heterogenität im Profil (d. h. in der Zeit) und zu einer Aufhebung der WALTHERschen Korrelationsregel, so daß Sedimente verschiedener Tiefenzonen neben- und übereinander zu liegen kommen. Auch die erwähnte GRABAU-ARBENZsche Regel gilt hier nicht, da die klastischen Einstreuungen nicht vom Strande, sondern von wandernden „Kordilleren" stammen. Konglomerate, polygene Sandsteine (Grauwacke), Schiefer und Kieselschiefer, d. h. Faziestypen vom Litoral bis zum Ba-

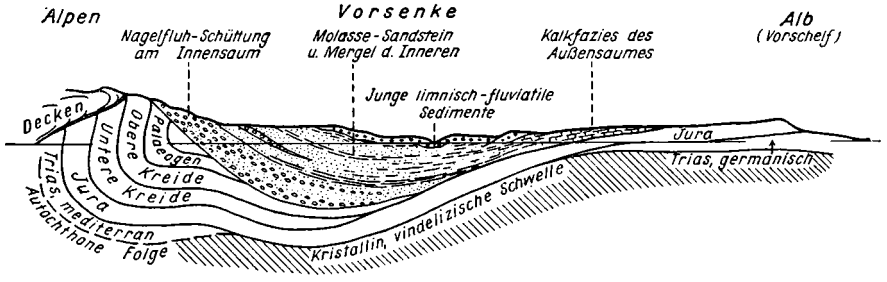


Abb. 234. Die tertiäre Außensenke (Vorsenke) der Alpen (schematisch). Man beachte die Mächtigkeitsunterschiede, die zentrifugale Abnahme der Sedimentation nach außen und den Fazieswechsel vom Alpenrande zum Alb-Plateau.

thyal wechseln in fast regelloser Weise miteinander ab. Nach der typischen Ausbildung im alpinen Alttertiär wird oft auch von einer Flyschfazies gesprochen; eine analoge Bildung ist der Kulm, d. h. das Unterkarbon des variscischen Gebirges; die gleiche Fazies hat das Unterperm des Urals. Entsprechend der relativen Kürze der Gebirgsbildungszeiten umfaßt die synorogene Fazies meist eine geringe Zeitspanne und ist daher als Zeitindikator wichtig; so gehört z. B. die Flyschfazies in den Westalpen vorwiegend dem Alttertiär an, während in den Ostalpen ein Teil der Kreide Flyschfazies besitzen kann. Von magmatischen Gesteinen sind vorwiegend saure Intrusivmassen (Plutone) von granodioritischem Charakter mit parakristalliner Deformation kennzeichnend (synorogene Phase nach STILLE, Abb. 233 b). An den Schluß der synorogenen Phase gehören oft undeformierte Granite mit Kalivormacht (serorogene oder späterogene Granite), welche schon zur subsequenten magmatischen Phase überleiten.

3. Nachorogene oder Molassefazies. Hier handelt es sich um die Sedimentbildung in einzelnen Senken n a c h der Heraushebung der Faltengebirge. Die Sedimente stammen aus der Zerstörung der Faltengebirge (detraktive Sedimente, BACKLUND). Räumlich sind zu unterscheiden:

a) Außenmolassen in Saumsenken. Hier tritt eine Mischung limnischer und mariner Fazies auf (paralisch), wobei im Beckeninneren eine Speicherung von Kohle und Erdöl, später oft von Salz typisch ist, als Folge einer teilweisen oder vollkommenen Abschnürung von Beckenteilen. Kennzeichnend ist eine Asymmetrie der Faziesverteilung: am Innenrand (Gebirgsrand) liegen grobklastische Sedimente (Nagelfluhen), im Inneren besteht ein Wechsel von Sandstein, Kalksandstein und Mergel, am Außenrande werden karbonatische Sedimente als Produkt der Auslaugung benachbarter epikontinentaler Sedimentplatten abgesetzt. Die Sedimentationszone wandert dabei vom Gebirge nach außen und transgrediert über das Vorland. In klassischer Weise zeigt diesen Typus die jungtertiäre Senke am Alpenrand und der Ostsaum der andinen Gebirge im Alttertiär. Aus älterer Zeit seien das Perm des Uralvorlandes, das paralische Oberkarbon am Außensaum der Variscide und der Appalachen und das Unteroldred am Südrande der Kaledoniden (Wales) genannt (Abb. 233 c und 234).

b) Die Innenmolassen sind Beckenfüllungen im Inneren der neu entstandenen Faltengebirge. Bei großer Mächtigkeit der Sedimente haben sie meist geringe Ausdehnung und limnische Fazies. Grob- und feinklastische Sedimente wiegen vor; von Kaustobiolithen treten Kohlen auf, wenn auch nicht in derselben Menge wie in den Außensenken. Im Gegensatz zu diesen ist ein intensiver Vulkanismus häufig, der zwischen dem sauren und basischen Pol schwankt (subsequente Phase nach STILLE). Die besten Beispiele liefern die oberkarbonischen und unterpermischen Innensenken des variscischen Gebirges (s. S. 258, 322). Auch das Oldred Nordenglands, Schottlands und Westnorwegens (Bergen) ist in kaledonischen Innensenken abgelagert. In den Alpen dürfte ein Teil des ostalpinen Jungtertiärs dazu gehören. In Zentralasien scheint dieser Typus auch weit verbreitet zu sein. Hier handelt es sich oft um altkonsolidierte, früher herausgehobene Gebiete, welche bei der letzten Orogenese einer Umkehrung der Bewegungsrichtung unterlagen.

Zeitlich ist bemerkenswert, daß die Molassebildung in den Innensenken schon in Zeiten beginnt, wo weiter außen noch der Flyschtypus vorwaltet. Solche Gesteine können als Frühmolassen bezeichnet werden. Andererseits endet die detraktive Sedimentation erst mit der Einebnung des Gebirges. Man kann daher auch Spätmolassen unterscheiden, für die eine flächenhaftere Verbreitung, arides Klima und bunte Sedimente mit Salzausscheidung bezeichnend sind. Im variscischen Gebirge gehören dazu die Sedimente vom Oberrotliegenden bis zum Buntsandstein, im kaledonischen das Oberoldred. Den gleichen Charakter hat das jüngere Algonkium Fennoskandias in bezug auf die karelidische Tektogenese (jotnischer Sandstein).

Im Gegensatz zu den beiden ersten Typen orogener Sedimente zeigen die Molassen oft eine ausgeprägte kleinzyklische Gliederung und leiten damit gleichsam wieder zur epikontinentalen Sedimentation über. Indessen sind diese Zyklen meist von denen des Vorlandes verschieden.

Wir kommen demnach zu folgendem Ergebnis: Der epikontinentalen (epirogenen), zyklischen Sedimentation steht im Bereiche der Faltengebirge der orogene Typus gegenüber, welcher durch Aufhebung der zyklischen Sedimentbildung, der WALTHERschen Korrelationsregel und der GRABAU-ARBENZschen Transgressionsregel ausgezeichnet ist. Der orogene Sedimentationstypus kann in die drei Untergruppen der Geosynklinal (vororogen)-, Flysch (synorogen)- und Molasse (nachorogen)-Sedimente gegliedert werden. Außer diesen beiden Haupttypen besteht nach ARBENZ noch der Typus thalattogener Sedimente, d. h. mächtiger Karbonatgesteine chemischer und organischer Entstehung, welche positionell nicht so scharf definiert sind, d. h. in Verbindung mit verschiedenen Sediment-Typen stehen können. Dazu gehören z. B. die mächtigen Riffkalke des Gotlandiums, Devons, der Trias, des Oberjuras (Tithon) und der Kreide.

b) Sedimentationsgeschwindigkeit

Die epikontinentalen Sedimentfolgen haben meist geringere Mächtigkeit als die orogenen Serien. Der größenordnungsmäßige Unterschied wird aus folgenden Zahlen deutlich:

Epikontinentales Kambrosilur Fennosarmatiens .	310– 460 m
Geosynklinales Kambrosilur von Wales	12000 m
Epikontinentales Unterkarbon Osteuropas und Ostpolens . .	200– 300 m
Synorogener Kulm des Sudetensaumes .	1000–4000 m
Epikontinentales Oberkarbon Osteuropas	370– 640 m
Oberkarbone „Molasse" des außensudetischen Beckens .	2150–6420 m
Oberkarboner „Flysch" des Urals .	2700–3300 m

Die Zahlen beweisen, daß die Sedimentationsgeschwindigkeit an sich kein Zeitmaß darstellt, da sie von verschiedenen Faktoren abhängt. Immerhin können die Maximalzahlen der angehäuften Sedimente interessante Anhaltspunkte geben. So sind für Nordamerika und für Europa folgende maximale Zahlen berechnet worden (vgl. v. BUBNOFF, 1950):

	Nordamerika	Europa
Paläozoikum	35,6 km	58,5 km
Mesozoikum	37,8 km	26,3 km
Känozoikum	22,7 km	22,3 km
Summe	96, 1 km	107,1 km

Es muß hervorgehoben werden, daß diese maximalen Mächtigkeiten nirgends verwirklicht sind, da eine lückenlose Formationsfolge nirgends zu erwarten ist. Die wahren Werte dürften kaum irgendwo ein Viertel der maximalen überschreiten. Von älteren Berechnungen ausgehend, hat SCHUCHERT abgeleitet, daß die Mächtigkeit der drei Formationsgruppen sich verhält wie 1,8 : 1,4 : 1,0, während die Dauer der drei Aeren sich verhält wie 5 : 2 : 1. Daraus würde eine Beschleunigung der Sedimentation im Laufe der Erdgeschichte zu folgern sein. Die obige Berechnung, welche auf einer differentiellen Analyse beruht, zeigt, daß von einer solchen Regelmäßigkeit nicht die Rede sein kann. Die differentielle Betrachtung ergibt, daß die Sedimentationsgeschwindigkeit in orogenen Zeiten steigt und daß die Maxima in Geosynklinalen und Saumsenken erreicht werden. Die scheinbare Beschleunigung ist also eine Folge zunehmender Zahl gebirgsbildender Bewegungen im Verlauf der Erdgeschichte. Die maximale Geschwindigkeit schwankt zwischen 7 und 50 cm in hundert Jahren.

Es ist auffallend, daß diese Werte höher sind als die Durchschnitte der Jahreswarven in tertiären Bändertonen, daß sie aber größenordnungsmäßig den Jahresschichten paläozoischer Bändertone entsprechen. Da hierbei die radioaktive Berechnung der Dauer der Formationen im Paläozoikum andere, und zwar höhere Werte ergibt als die Auszählung der gleichaltrigen Bändertone, so erhebt sich die Frage, ob die astronomische (Bändertone) und physikalische (radioaktiver Zerfall) Zeitrechnung überhaupt übereinstimmen.

Jedenfalls ist die Sedimentation ein komplexer Prozeß, dessen Geschwindigkeit außer von den endogenen Bewegungen auch von der Gestalt des Beckens, den Strömungen, der Uferentfernung und von klimatischen Faktoren abhängig ist.

2. Die Bewegungstypen der Erdrinde

Die Trans- und Regressionen des Meeres, welche die Großzyklen der Erdgeschichte bedingen, beruhen auf Schwankungen des ozeanischen Spiegels. Es ist schon erwähnt worden (S. 50), daß bei gleichbleibendem Ozeanspiegel ein Ausgleich der Höhen in einer Zeit erfolgt sein müßte, die um ein Vielfaches hinter der Dauer der Erdgeschichte zurückbleibt, selbst wenn, wie G. WAGNER meint, die von PENCK angegebene Zahl von 13 Millionen Jahren zu niedrig ist. Wenn dieser „nomische" Ausgleich nicht erreicht ist,

sondern im Gegenteil die Reliefintensität sogar zugenommen hat, so kann das nur eine Folge von Bewegungen der Erdrinde sein. STILLE hat am eingehendsten die hier auftretenden Gesetzmäßigkeiten als „Kanon der Strandverschiebungen" analysiert.

Es ist in diesem Zusammenhang wichtig, daß alle großen Gebirgsbildungszeiten seit dem Algonkium von bedeutenden, weltweit verbreiteten Regressionen, also von einer Heraushebung der Festländer und einem Zurückfluten des Wassers in die ozeanischen Becken begleitet waren. Erst nach der Einebnung dieser Gebirge begannen wieder die Transgressionen, welche in den weltweit verbreiteten Überflutungszeiten des Ordoviziums, Oberdevons, Calloviens, Cenomans und Oligozäns gipfelten. Es liegt nahe, hierin die Ansätze eines – allerdings fünfmal gestörten – nomischen Ausgleichs zu sehen, der Art, daß die den Becken zugeführten Abtragungsrückstände zu einer Verdrängung des Wassers und zu einer Hebung des Meeresspiegels führten.

Indessen ist dabei zu berücksichtigen, daß 1. die Haupttransgression meist scharf einsetzt, dabei aber oft um bedeutende Zeiträume hinter der Einebnung des Landes nachhinkt, und daß 2. die Transgressionsrichtung gesetzmäßig vorgezeichnet ist und zu der durch die wechselnde Sedimentmächtigkeit erwiesenen Beckengestaltung in Beziehung steht. Beides spricht sowohl gegen die rein eustatische Theorie von E. SUESS (S. 51) als auch gegen die vorstehend erwogene Modifikation derselben. Auch das sogenannte HAUGsche Gesetz, nach dem einer Regression in den Geosynklinalen eine Überflutung der Schelfe und umgekehrt entsprechen soll, ist durch die Summe der erdgeschichtlichen Tatsachen widerlegt. In noch höherem Maße gelten diese Überlegungen für die mittleren Zyklen oder Pulsationen; hier ist nicht einmal die Forderung weltweiter Rhythmengleichheit streng erfüllt (s. unten Abschnitt 4).

Das berechtigt zu dem Schlusse, daß die Großzyklen und Pulsationen auf aktiven vertikalen Schwankungen der Erdrinde beruhen, welche man mit STILLE als epirogenetisch zu bezeichnen pflegt. Die Kennzeichen dieser Bewegungsform sind: 1. Weitspannigkeit, d. h. gleichsinnige Bewegung größerer Areale, 2. Strukturerhaltung, d. h. keine Deformation des Gesteinsgefüges, 3. säkulare Wirksamkeit, d. h. gleichsinnige stetige Bewegung durch längere Zeiträume, 4. Umkehrbarkeit, d. h. möglicher Wechsel der Bewegungsrichtung im Laufe der Erdgeschichte, 5. Autonomie, d. h. Unabhängigkeit von den strukturellen Verschiedenheiten im Bau der Erdrinde.[1]) Die in der Sedimentation abgebildeten Großzyklen und Pulsationen sind also Bewegungsformen der Epirogenese.

Der Epirogenese stellt man gewöhnlich die Orogenese oder Gebirgsbildung als zweiten Typus der Rindenbewegung gegenüber und definiert dieselbe als engspannig (Elemente geringer Wellenlänge), strukturverändernd (Deformation des Gesteinsgefüges, d. h. Bruch, Faltung usw.), episodisch wirksam und nicht umkehrbar. Man unterscheidet etwa 40 Phasen seit dem Kambrium, die in 4 Hauptepochen der Gebirgsbildung zusammengefaßt werden, welche durch längere Zeiten der Ruhe getrennt waren. Die historische Analyse der Erdrinde zeigt aber, daß hier zwei verschiedene Bewegungsformen zusammengefaßt sind, da man bei jedem Gebirge die Deformation des Gefüges und die Höhengestaltung unterscheiden muß; beide sind weder gleichzeitig, noch unbedingt gleichsinnig.

[1]) 1 bis 3 nach STILLE, 4 bis 5 nach dem Verfasser (1936).

Der Gegensatz wird deutlich, wenn man bedenkt, daß z. B. die Alpen nach der Gefügedeformation Mittelgebirgsformen aufwiesen oder sogar stark eingeebnet waren und erst im Jungtertiär zum Hochgebirge aufstiegen und daß andererseits einige Plateaus Amerikas (Colorado usw.) mehrere 1000 m über NN gehoben sind, ohne jede strukturelle Deformation.

Den Ausdruck Orogenese verwendet man daher besser für die gesamte Bewegungsfolge der Orogene, d. h. der mobileren Teile der Erdrinde.

Z. B. ist das kaledonische Orogen Norwegens im Kambrium angelegt, war im Ordovizium und Gotlandium als Geosynklinale entwickelt, wurde dann im Obergotlandium strukturell deformiert und bis zum Oberdevon eingeebnet. Das westalpine Orogen wird in der Trias angelegt, zeigt im Jura und in der Kreide geosynklinale Entwicklung, wird im Alttertiär strukturell deformiert, im Jungtertiär zum Hochgebirge gehoben; die Einebnung ist noch nicht erreicht.

Der Epirogenese können daher zwei weitere Bewegungsformen gegenübergestellt werden (s. auch S. 52):

1. Die Tektogenese (HAARMANN), oder Struktogenese (STILLE), d. h. die Deformation des Gesteinsgefüges durch Bruch, Faltung und Überschiebung. Sie ist engspannig (Elemente von der Größenordnung des mikroskopischen Bereiches bis zur homogenen tektonischen Einheit, wie Bruchscholle, Falte, Decke), strukturverändernd und episodisch wirksam. Offensichtlich ist sie außerdem nicht umkehrbar (ein Sattel wird nie zur Mulde usw.), d. h. sie überschreitet die Schwelle rückläufiger (elastischer) Deformation. Sie ist ferner nicht autonom, d. h. von vorgezeichneten Strukturen abhängig (Bruchbildung in Abhängigkeit vom Rahmen, Faltenbildung im Streichen der Geosynklinale usw.). Kennzeichnend ist ferner die Flachgründigkeit, d. h. eine Gliederung in Stockwerke verschiedener Bewegungsart, z. B. in Mitteldeutschland über und unter dem Zechsteinsalz. In der gleichzeitigen Sedimentation ist sie kaum abgebildet.

2. Die Diktyogenese oder Gerüstbildung (v. BUBNOFF 1938) bedingt vor allem die Höhenlage und damit die morphologische Gestaltung eines Rindenstückes. Sie unterteilt einen epirogenetisch einheitlichen Bereich in Elemente, welche ihrerseits aber mehrere tektogenetische Einheiten umfassen können. Die relative Weitspannigkeit drückt sich auch in der sedimentären Abbildung aus, welche zu den oben besprochenen Zyklothemen führt. Ein gutes Beispiel ist das NNO–SSW gestreckte Liasmeer Westeuropas (Abb. 142, 144), welches in NW–SO verlaufende Teilschwellen und Teilbecken (Vorharzbecken, Harz, Thüringer Becken, Thüringer Wald, Fränkisches Becken, Riesbarre, Schwäbisches Becken usw.) gegliedert ist. Durch Auf- und Abkippen der Schwellen entstehen Teilzyklen der Sedimentation, welche den ganzen Lias untergliedern (Abb. 143). Ein anderes Beispiel sind die Längsschwellen der Geosynklinalen, z. B. die mesozoischen Schwellen der penninischen Zone der Alpen, durch Lücken und Breccienanhäufung ausgezeichnet (Abb. 153, 210, 236). Ein drittes Beispiel ist die Großfaltung in Kettengebirgen und außerhalb derselben, welche die morphologische Gestaltung einer Scholle bedingt, sehr deutlich ausgebildet in den Hochgebirgen Zentralasiens.

Aus diesen Beispielen geht hervor, daß die Diktyogenese mittelspannig und strukturerhaltend ist; sie ist ferner säkular wirksam (Sedimentationszyklus), zeigt aber in bewegten Zeiten eine verstärkte, wenn auch homogene Bewegung (z. B. wird die Thüringer Wald-Schwelle während der mesozoischen und tertiären tektonischen Phasen in einen Keilhorst umgewandelt). Das Kriterium der Umkehrbarkeit ist nicht unbedingt

verwendbar: meist sind die diktyogenen Elemente nicht umkehrbar, doch gibt es Ausnahmen (Wealden-Schwelle Südenglands als tertiäre Hebungszone über einem mesozoischen Trog, Teutoburger Wald-Schwelle über jurassischem Trog, zentralasiatische Becken [Fergana, Tarim] über alten Schwellen usw.). Im Gegensatz zur Epirogenese ist die Diktyogenese nicht autonom, d. h. durch ältere Strukturfugen richtungsbedingt; im Gegensatz zur Tektogenese ist sie tiefgründig, d. h. sie zeigt keine Stockwerkgliederung. Die Diktyogenese ist mithin eine besondere Bewegungsform der Erdrinde, welche eine Mittelstellung zwischen Epirogenese und Tektogenese einnimmt, aber nicht als Übergang, sondern als selbständige Erscheinung gelten muß. Sie deckt sich zum Teil mit dem, was ARGAND als Grundfaltung bezeichnet; Teilbegriffe sind auch Großfaltung (ABENDANON) und Akroorogenese (RÜGER).

3. Gliederung der Erdrinde

Bei Betrachtung der uns zugänglichen Profile durch die oberen Teile der Erdrinde findet man von oben nach unten folgende Einheiten:

4. Die ± unverfestigte Verwitterungsdecke von holozänem bis pleistozänem Alter.

3. Der Oberbau, d. h. verfestigte, aber nicht metamorphe Sedimente von im allgemeinen flacher Lagerung und geringer bis fehlender tektonischer Deformation. Der Oberbau fehlt im allgemeinen den tertiären Faltengebirgen, umfaßt auf kimmerischen Orogenen die Schichtfolge Kreide-Tertiär, auf variscischen die Folge Perm-Tertiär, auf kaledonischen die Folge Devon-Tertiär.

2. Der Unterbau, d. h. verfestigte und ± intensiv gefaltete, aber nicht metamorphe Sedimente mit oder ohne Einschaltung von Intrusivkörpern, die aus der Tiefe zuwanderten. In den tertiären Faltengebirgen liegt er unmittelbar unter der Schuttdecke. In den älteren, eingeebneten Gebirgen wird er diskordant vom Oberbau überlagert, ist also stets älter als dieser und zeitlich-genetisch durch die jüngste noch mitgefaltete Schicht definiert.

1. Der Tiefbau, d. h. intensiv deformierte und hochmetamorphe Sedimente (Gneise) mit bedeutenden Einschaltungen von Tiefengesteinen und mit weitgehender Aufschmelzung und Mischgesteinsbildung. Es handelt sich hier um Teile einer tiefen Krustenzone, welche nur durch bedeutende Hebung und Abtragung des Hangenden der Beobachtung zugänglich geworden sind. Es ist anzunehmen, daß der Tiefbau im gesamten Epikontinentalgebiet den tieferen Sockel bildet, wobei er gelegentlich (Fennoskandia) den Oberbau unmittelbar diskordant unterlagert; in solchen Fällen ist anzunehmen, daß der Unterbau durch Erosion vernichtet wurde, ursprünglich aber kaum gefehlt hat. Die Diskordanz zwischen Tiefbau und Unterbau ist nicht immer ein zeitliches Merkmal, da die Metamorphose des Tiefbaues ein gleichzeitiges Korrelat zur Faltung des Unterbaues darstellen kann. Dann ist die Grenze zwischen beiden durch die Isothermalfläche derjenigen Temperatur gegeben, welche zur intensiven Metamorphose (Mischgesteinsbildung) ausreichte. WEGMANN bezeichnet diese Grenze als Migmatitfront.

Die vertikale Dreigliederung der Rinde beruht auf der Regel, daß einmal gefaltete Gebiete nicht wieder gefaltet werden, sondern auf weitere Beanspruchung durch Bruch und vertikales Ausweichen reagieren. Diese Versteifung durch Tektogenese kann indessen dadurch aufgehoben werden, daß die tieferen Zonen aufschmelzen und damit einer erneuten „Mobilisierung" unterliegen können.

Die vertikale Gliederung und die Versteifung durch Tektogenese bilden auch die Grundlage für die horizontale Gliederung der Erdrinde in Schollen von bestimmtem

erdgeschichtlichem Verhalten, wie sie der Verfasser 1923 durchgeführt hat, indem er vier Elemente unterschied: Blöcke, Schelfe, Geosynklinalen und ozeanische Becken.

Die **Blöcke** sind Bereiche von vorwiegender epirogenetischer Hebung, d. h. nach der Blockbildung haben auf ihnen Erosionsvorgänge über Sedimentationsvorgänge überwogen. Als Zeit der Blockbildung muß die Zeit der letzten intensiven Tektogenese angesehen werden. Entsprechend der vorwiegenden Hebungstendenz ist der sedimentäre Oberbau wenig mächtig oder fehlt vollkommen. Das beruht teils auf nachträglicher Erosion, teils aber auf der Tatsache, daß die sedimentären Großzyklen höchstens lückenhaft vertreten sind. Tektonisch sind die Blöcke Gebiete der Ruhe und höchstens durch eine Zerspaltung ausgezeichnet. Diese folgt meistens den Strukturfugen, welche schon bei der Blockbildung im Untergrunde geschaffen wurden und ist daher eine Abbildung des Untergrundes (Abbildungstektonik). Der Oberbau der Blöcke ist vulkanarm, bis auf besonders betonte Zerspaltungszonen, auf denen ein basaltischer (Plateaubasalte) oder atlantischer (alkalibetonter) Vulkanismus herrscht.[1]) Magmatische Lagerstätten sind im Oberbau entsprechend selten, dagegen Verwitterungslagerstätten (klimatisch bedingt, wie Kaolin, Bauxit, einige Eisenerze) und sedimentäre Lagerstätten (vor allem Kaustobiolithe) gelegentlich weit verbreitet, aber meist wenig mächtig und wenig konzentriert. Historisch lassen sich dabei verschiedene Typen unterscheiden.

1. In den Blöcken erster Ordnung liegt der schon mit dem Kambrium beginnende Oberbau unmittelbar und flach einem vergneisten Tiefbau auf. Der Blockcharakter wurde hier also schon frühzeitig festgelegt. Man kann zwei Untertypen unterscheiden:

a) In den Nordkontinenten haben diese Blöcke den Charakter von Schilden, d. h. von riesigen flachen Kuppeln. Der Baltische Schild Schwedens und Finnlands, der Kanadische Schild Nordamerikas, der Angara-Schild Nordsibiriens haben diesen Charakter. Der weitgehend freigelegte Tiefbau wird von einem Saum flach distal einfallender Oberbau-Sedimente umfaßt, deren Erosionsrand oft als Steilstufe (Glint) entwickelt ist. Diese Regelmäßigkeit ist nur dort gestört, wo eine jüngere Senke mit einem später daraus gebildeten Faltengebirge unmittelbar an den Schild angrenzt, wie z. B. in der Kaledonischen Zone Norwegens und der Appalachen, in den Saumsenken Sibiriens, in den jüngeren Faltenzonen der Rocky Mountains und Westkanadas. Aber auch hier handelt es sich, wie besonders das Beispiel Norwegens zeigt, um ein peripherisches stärkeres Abbiegen des Schildes unter die Randsenke. Alle drei Schilde der Nordkontinente sind im Jungpräkambrium eingeebnet worden und haben dann den altpaläozoischen Sedimentationszyklus als Schelfe durchgemacht. Dann unterlagen sie der kuppelförmigen Aufwölbung, in deren Folge der kambrosilurische Oberbau über dem Kern wieder entfernt wurde. Die späteren Großzyklen sind kaum vertreten. Von vulkanischen Äußerungen sei an die altpaläozoischen Gang-Diabase Schwedens, an die permischen Alkaligesteine des Oslo-Grabens und eines analogen NW-SO-Grabens der Kola-Halbinsel, an die mesozoischen Trappergüsse Sibiriens erinnert. Seit dem Kambrium waren demnach die drei nördlichen Schilde individualisiert (Abb. 213, 214, 215).

b) In den Südkontinenten (Brasilianische Masse, Afrika, Vorderindien, Zentralaustralien, ? Antarktis) besteht zwar auch ein präkambrischer, meist vergneister Tiefbau, aber die Schildform fehlt. Nur nach Norden tauchen diese Tiefbaumassen unter einen wechselnd mächtigen Oberbau, bzw. unmittelbar unter die Sedimente der mediterranen Geosynklinale. Die ± meridional verlaufenden Ränder sind, mit Ausnahme der andinen Faltenzone und Ostaustraliens,

[1]) Insbesondere der erste erreicht dann gelegentlich gewaltige Ausmaße: Parana, Karru (Obertrias), Sibirischer Trapp (? Jura), Dekkan (Oberkreide bis Eozän), Abessinien, Arktis (Tertiär).

Bruchzonen oder flexurartige Absenkungen zu ozeanischen Tiefen. Ob der Südteil Brasiliens, Südafrikas und Australiens einer jungpaläozoischen Geosynklinale entspricht (Samfrau-Geosynklinale von DU TOIT), ist noch unsicher. Im Inneren herrscht keine gleichmäßige Wölbung, sondern eine Art Felderteilung mit schmalen Bewegungszonen (Schienen) dazwischen (CLOOS). Ein altpaläozoischer Sedimentationszyklus fehlt. Von jüngeren Sedimenten ist auf den Blöcken vor allem terrestrische Permo-Trias weiter verbreitet (Gondwana-Serien). Von marinen Sedimenten sind Jura, Kreide und Tertiär den heutigen Ufersäumen konform. Gewaltige Massen basischer Ergußgesteine, vor allem Plateaubasalte, erscheinen seit der Obertrias (Stormberg-Serie, analoge Folgen Südamerikas, Abessiniens, des Dekkan). Die Entwicklung bis zum Jura ist in allen Kernen ähnlich; erst im Jura beginnt die Differenzierung. Kennzeichnend sind in Afrika die langen, schmalen, ± meridional streichenden Grabenzonen. Man gewinnt also den Eindruck einer ursprünglich homogenen Kontinentalmasse (Gondwana-Kontinent), deren heutige Bruchstücke sich erst seit dem Mesozoikum durch Felderteilung individualisiert haben (Abb. 216, 217, 218).

2. Als Blöcke zweiter Ordnung können kleinere stabile Kerne gelten, welche erst später durch kaledonische, variscische oder alpine Tektogenese versteift und anschließend herausgehoben wurden. Der Oberbau besteht aus lückenhaften Serien der jüngeren Großzyklen, die einem nicht vergneisten Unterbau oder direkt dem Tiefbau aufliegen. Das Rheinische Schiefergebirge und die Böhmische Masse mögen als Typus gelten. Soweit sich diese Blöcke zweiter Ordnung erst durch mesozoische oder spätere Zerspaltung individualisiert haben, gleichen sie den Einzelfeldern der Südkontinente. Vielfach sind sie aber gar nicht individualisiert, sondern im Gegenteil als Säume den alten Schilden angeschweißt, wobei sie die Längserstreckung des „Orogens", aus dem sie entstanden, beibehielten. Das gilt z. B. für das Kaledonische Gebirge Norwegens, welches mit dem Baltischen Schilde zu Fennoskandia verschmolzen ist, für die Altaiden Zentralasiens, für den Ural und die Nordappalachen. Dagegen haben die Kaledoniden von Schottland, Wales und Irland den Typus individualisierter Blöcke angenommen, für die auch die meridionale Bruchbildung (Minch-Kanal und Irische See) mit atlantischem Vulkanismus kennzeichnend ist.

Als **Schelfe** fasse ich diejenigen Gebiete zusammen, welche im Laufe der Erdgeschichte mehrfach zwischen Flachland und Flachmeer gependelt haben, also eine etwas größere Amplitude epirogenetischer Ausschläge besitzen als die Blöcke (Abb. 235). Ein Schelf im geographischen Sinne ist das Flachmeer zwischen dem Ufer und dem Abfall des Kontinentalblockes zur Tiefsee. Erdgeschichtlich betrachtet ist aber die jeweilige Uferlinie zufällig, so daß die Bezeichnung auch auf die Schelfe der Vorzeit, welche heute Land sind, ausgedehnt werden kann.

Bezüglich der vertikalen Gliederung zeigen die Schelfe auch eine Einteilung in einen flachen Oberbau und einen ihn diskordant unterlagernden gefalteten Unterbau oder Tiefbau; der Unterschied gegenüber den Blöcken ist also gradueller Art und beruht auf der größeren Mächtigkeit des Oberbaues, für den die ausgeprägte zyklische Gliederung der Sedimente besonders kennzeichnend ist. Daraus ergibt sich schon, daß die Schelfe eine Vielheit von Übergangsbildungen umfassen, welche in eine Reihe mit zunehmender Krustenbeweglichkeit eingeordnet werden können; die extremen Typen sind:

1. Stabile Schelfe, welche an die Blöcke anschließen. Als Typen können die Sarmatische Tafel und die überraschend ähnlichen zentralen Ebenen Nordamerikas gelten:

große Teile Westsibiriens, Nordafrikas, Arabiens, Australiens, das Parana-Becken Südamerikas gehören hierzu. Kleinere stabile Schelfe von zum Teil späterer Entstehung sind die Schwäbisch-fränkische Tafel, die Lothringische Platte, Mittelengland. Die Unterlagerung durch einen Tiefbau ist meist an der Peripherie erkennbar, z. B. am Auftauchen des Baltischen Schildes im Nordwesten der Sarmatischen Tafel und des Kanadischen Schildes im Norden der „Midcontinent Region". Daher haben die stabilen Schelfe oft die Form flacher Schüsseln. Der auflagernde Oberbau hat durchschnittliche Mächtigkeiten von 500 bis 1800 m, wobei meist alle Großzyklen der Sedimentation, wenn auch nur lückenhaft, vertreten sind. Die Sarmatische Tafel z. B. zeigt (Abb. 235, Kurve II):

Altpaläozoischer Zyklus. Kambrium — lückenhaft, transgressiv; Ordovizium-Inundation; Gotlandium (nur im Westen) — Regression. Bis 350 m.

Jungpaläozoischer Zyklus. Tieferes Devon — lückenhaft; Oberdevon bis Unterkarbon — Inundation; Oberkarbon bis Perm — Regression. Bis 850 m.

Altmesozoischer Zyklus. Trias bis Dogger sehr lückenhaft; Callovien bis Oxford-Inundation; Kimmeridge bis Portland — Regression, zum Teil aber direkt mit dem nächsten Zyklus verschmelzend. Bis 80 m.

Jungmesozoischer Zyklus. Unterschiede im Osten, mit dem vorigen Zyklus verschmelzend, Mittelkreide — Transgression; Senon — Inundation; Danien — Regression. Bis 250 m.

Die tertiären Zyklen haben auf die stabilen Teile des sarmaischen Schelfes kaum übergegriffen.

Diesen Großzyklen sind kleinere „Pulsationen" von kürzerer Dauer und geringerer Spannweite übergelagert, welche sich in den strukturell verschiedenen Teilen der Gesamtscholle verschieden stark auswirken. Dadurch entstehen gelegentlich Phasendifferenzen, welche aber die Regelmäßigkeit des Gesamtvorganges nicht aufheben.

Das differentielle Verhalten einzelner Schelfteile mit Pulsationen mittlerer Ordnung ergibt sich aus Abb. 235, wo auch mobilere Teile (ostrussische Senke) mitberücksichtigt sind. Die Entwicklung der Midcontinent Region Nordamerikas ist auffallend ähnlich. Kleinere Schelfe, wie z. B. Südwestdeutschland, enthalten im Oberbau nur e i n e n gut ausgebildeten Zyklus.

Tektonisch sind die stabilen Schelfe ruhige Gebiete; neben einer Zerspaltung in Anpassung an den Untergrund sind weitspannige Wölbungen kennzeichnend, vor allem die meridionalen Wälle Osteuropas (Abb. 211) oder die mehr kuppelförmigen Aufwölbungen Nordamerikas (Uplifts, Abb. 215). In vulkanischer Hinsicht verhält sich der stabile Schelf wie ein Block; im Oberbau hat der Vulkanismus basaltischen oder atlantischen (alkalibetonten) Charakter und ist an Spaltenzonen (Abessinien, Oberrhein) oder an die stärker bewegte Peripherie gebunden (Süddeutschland). Auch in bezug auf die Lagerstätten ist das Verhalten ähnlich wie im Block. Sedimentäre Lagerstätten (Phosphorite, Salz, Kohle, Ölschiefer, Eisen) sind zwar vertreten und zum Teil sogar für die einzelnen Phasen der Großzyklen bezeichnend, aber meist wenig mächtig und wenig konzentriert (Kohlenflöze von Moskau, Eisenoolithe des Doggers in Mitteleuropa usw.).

2. Die labilen Schelfe sind durch einen viel mächtigeren Oberbau gekennzeichnet, der einige 1000 m erreicht. So mag die Serie Zechstein-Tertiär in Nordwestdeutschland 7000 m, die Serie Devon-Tertiär in Südosteuropa (Donezbecken) 12 500 m erreichen.

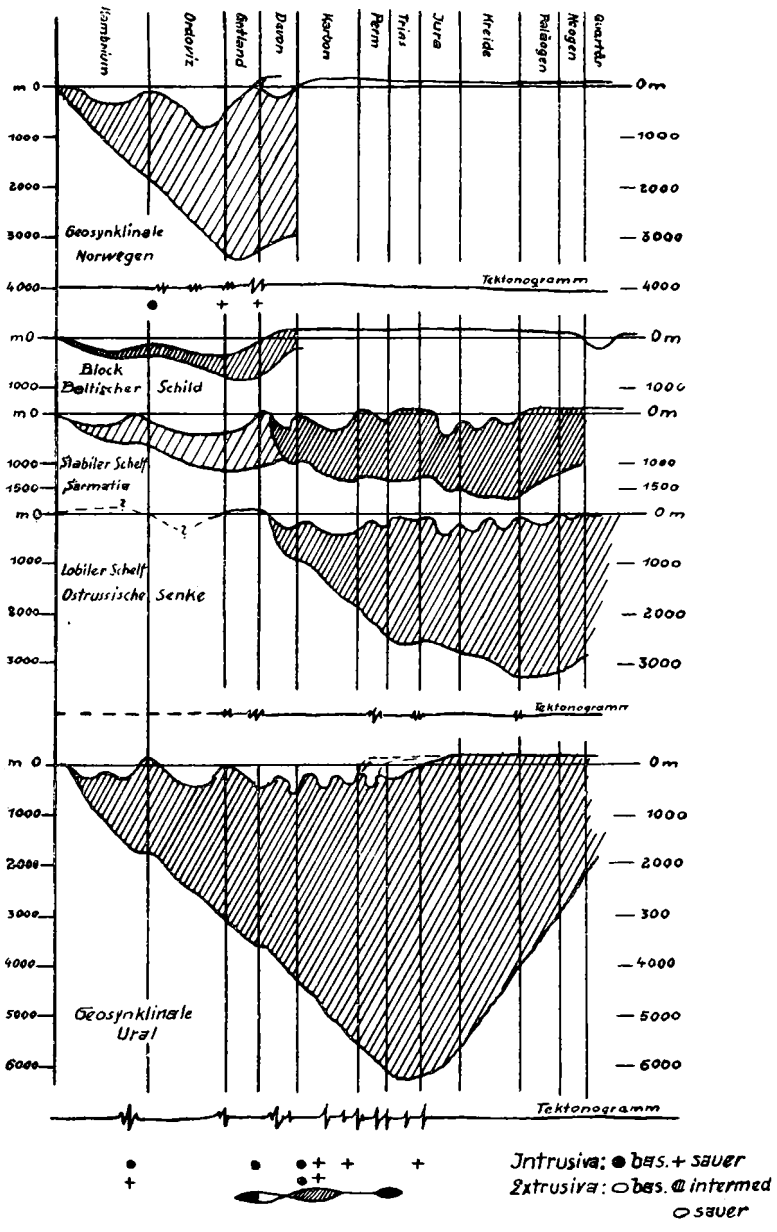


Abb. 235.

Oszillogramme und Tektonogramme verschiedener Strukturelemente: Geosynklinale (Norwegen, Ural), Block (Baltischer Schild), Schelf (Osteuropa).

Im Gegensatz zu den breiten Schüsseln der stabilen Schelfe bestehen hier daher Trogformen mit einer langelliptischen Anordnung. Da die Ränder oft Bruchränder sind, kann eine Unterlagerung durch einen diskordanten Sockel selten bewiesen werden; so ist z. B. in Nordwestdeutschland die Unterlage des Perms durch Bohrungen nirgends erreicht, es ist aber wahrscheinlich, daß auch das Altpaläozoikum hier noch ± konkordant lagert, so daß der vergneiste Tiefbau erst in einer Tiefe liegt, die nahe an die Grenze der Schmelzfähigkeit der Gesteine herankommt. Dabei ist der gesamte mächtige Oberbau meist durch eine flache Fazies vertreten, da die gewaltige Senkung immer wieder durch Sedimentation ausgeglichen wurde. Die Sedimentationszyklen sind meist deutlich ausgeprägt und recht vollständig entwickelt; darin liegt ein Hauptunterschied gegenüber der Geosynklinale. Eine Ähnlichkeit besteht mit den Vorsenken der Faltengebirge, die aber, im Gegensatz zu den langlebigen Schelfen, nur eine kurzfristige Erscheinung darstellen; die labilen Schelfe sind gleichsam „Vorsenken ohne Hinterland".

Tektonisch ist der Oberbau auch mobiler, d. h. er zeigt entweder normale Faltung (Donez-Becken) oder eine Kombination von Faltung und Bruchbildung (germanotype Tektonik STILLES). Sehr häufig sind Kurzfalten, insbesondere in dem häufigen Fall einer Einschaltung von plastischem Salz. Die tektonischen Formen sind keine Abbildung des tief versenkten Sockels, sondern stark von dem Verlauf der Umrahmung abhängig (Anpassungstektonik). Der Vulkanismus ist den labilen Schelfen meist fremd; vermutlich reichte die vulkanische Spannung nicht aus, um den mächtigen Oberbau zu durchschlagen. Auch darin liegt eine Analogie zu den Vorsenken (Molassen). Daher ist die Mineralisierung aus der Tiefe meist gering, dagegen im Zusammenhang mit dem Senkungsmechanismus die Speicherung sedimentärer Lagerstätten oft bedeutend: Norddeutschland, Uralvorland, Texas. Ja, die Konzentrationen von Kaustobiolithen und Salz sind direkt typisch für die labilen Schelfe, was sie wieder den Versenken der Faltengebirge vergleichbar macht.

Dieser Vergleich geht wohl tiefer. Bei der Durchmusterung der genannten Beispiele labiler Schelfe erkennt man, daß einige von ihnen Elemente darstellen, welche zwischen verschieden gebauten Krustenteilen liegen, so Nordwestdeutschland zwischen dem eingeebneten variscischen Rumpf und Fennoskandia; es sind also „Saumsenken" auch in bezug auf die stabilen Massen. Andere wiederum, wie das Donezbecken, die Wichita-Berge, die Becken des Angaralandes, vielleicht auch das Kap-Becken bilden intrakontinentale Furchen innerhalb der stabilen Schollen und sind also in bezug auf diese eine Art „Innensenken". Letzten Endes zeigen also die stabilen Elemente der Erdrinde (Blöcke + stabile Schelfe = Kratogene nach KOBER) eine ähnliche Großstruktur, wie die aus labilen Geosynklinalen hervorgehenden Faltengebirge; nur ist die Richtungsregelung weniger scharf, die Intensität der Deformation geringer und das Netz der Sonderelemente weitmaschiger.

Zwischen diesen extremen Typen sind in epirogenetischer, tektonischer und lagerstättenkundlicher Hinsicht Übergänge vorhanden, wie sie z. B. Nordostdeutschland, Mitteldeutschland, das Pariser Becken, das Uralvorland darstellen. In stark zerspaltenen Gebieten verzahnen sich häufig Blöcke zweiter Ordnung mit stabilen und labilen Schelf-Schollen zu einem feinmaschigeren Mosaik; man kann von einem *inhomogenen Schelf* sprechen, wie ihn in typischer Form das außeralpine Westeuropa zeigt (Abb. 213):

Blöcke zweiter Ordnung: Bretagne, Wales, Zentralplateau, Rhein. Schiefergebirge, Böhmische Masse. *Stabile Schelfe*: Lothringen, Süddeutschland, Thüringen, Nieder-

hessen, Schlesien. Mittelstabile Schelfe: Anglo-Pariser Becken, Aquitanisches Becken, Nordostdeutschland. Labile Schelfe: Nordwestdeutschland, Oberrheingraben.

Die **Geosynklinalen** sind die beweglichsten Teile der Erdrinde, deren vertikale Bewegungsamplitude zwischen Tiefsee und Hochgebirge pendeln kann. Es sind aber auch die vergänglichsten Elemente, da die Geosynklinale nach Erreichung des Gebirgsstadiums so weit „versteift" ist, daß sie nunmehr einen Block bzw. später einen Schelf darstellt (Abb. 235 oben und unten).

Der Name wurde 1873 von DANA geprägt, nachdem schon 1859 J. HALL darauf hinwies, daß Faltengebirgsstränge (z. B. Appalachen) aus besonders mächtigen Sedimentfolgen bestehen, also vor der Faltung eine gewaltige Senkungsperiode durchgemacht haben. Um die Jahrhundertwende hat E. HAUG diese Vorstellung zu einer umfassenden Theorie ausgebaut, welche aber zu stark von vereinfachenden Vorstellungen ausging.

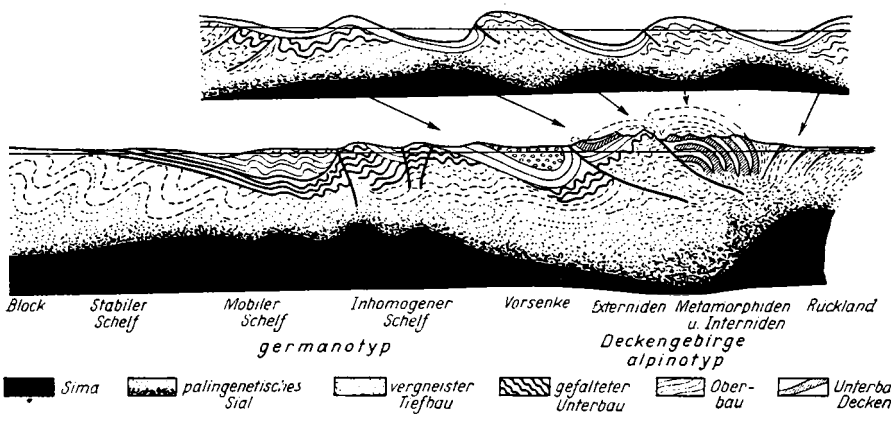


Abb. 236. Unten schematischer Schnitt durch verschiedene Struktureinheiten der Erdrinde, etwa dem Meridian Skandinavien—Mitteleuropa—Alpen entsprechend (überhöht). Oben Teilgliederung der alpinen Geosynklinale vor der tertiären Faltung, s. auch Abb. 233.

Den Werdegang der Geosynklinalen erkennt man am besten aus der Geschichte des Kambro-Silurs in England und Norwegen (Kaledonisches Gebirge, S. 124, 148, 179), des Devons und Karbons in Mitteleuropa und in den Appalachen (variscisches Gebirge, S. 221 ff, 270 ff, 287 ff), des Mesozoikums im Mittelmeergebiet (alpidische Gebirge, S. 401 ff, 464 ff, 526 ff, 579 ff). Es ergibt sich dann, daß weder besonders mächtige, noch besonders tiefe (bathyale, abyssische) Sedimente für sich allein den Werdegang kennzeichnen. Auch die typisch geosynklinale Sedimentation in Gestalt homogener Schieferserien (Graptolithenschiefer, rheinisches Unterdevon, Glanzschiefer im Jura der Alpen) ist, jedenfalls in verwickelter gebauten Geosynklinalen, nur für Teilbereiche kennzeichnend, während daneben Gebiete klastischer Sedimente (Kordilleren) und am Rande auch zyklische epikontinentale Folgen auftreten (kalkiges Silur Mittelenglands, höheres Devon Mitteleuropas zum Teil, ostalpine Trias und helvetische Kreide der Alpen). In faziell-petrographischer Hinsicht läßt sich die Geosynklinale

daher nur als: 1. Gebiet schroffen, oft schnellen Fazieswechsels mit einzelnen tiefen Trögen, 2. Gebiet linear-zonarer Faziesanordnung, 3. Gebiet starker Entwicklung submariner basischer Ergußgesteine (Ophiolithe) definieren. Die historische Entwicklung zeigt drei Stadien: 1. Vorbereitung mit vorwiegender Senkung (eigentliche geosynklinale Phase), 2. Gebirgsbildung mit „orogener" Sedimentation (Flysch-Phase), 3. Sedimentation in Vor- und Innensenken (Molasse-Phase). Man vergleiche dazu S. 674–676.

SCHUCHERT unterscheidet bei den Geosynklinalen verschiedene Typen: Monogeosynklinalen zwischen dem Kontinent und einem gebirgigen „Borderland", welches die Sedimente liefert und die Geosynklinale vom Ozean trennt (Appalachen); Polygeosynklinalen, aus mehreren subparallelen Trögen mit verschieden alter Orogenese, aber auch am Kontinentalrand gelegen, bestehend (andine Gebirgsketten); Mesogeosynklinalen zwischen Kontinentalmassen (Tethys, Ural); Parageosynklinalen, am Kontinentalrand, vom Ozean durch Inselketten ge-

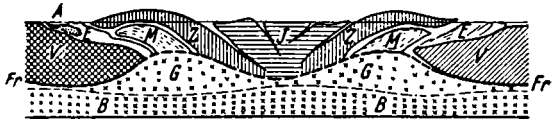


Abb. 237. Schema eines symmetrischen Orogens nach KOBER. *V* Vorlandblöcke; *A* Außensenke; *E* Externiden; *M* Metamorphiden; *Z* Zentraliden; *I* Interniden (Zwischengebirge); *G* Granitische Schmelzen im Untergrund; *B* Basische Unterlage (Sima); *Fr* Migmatitfront-Grenze des Aufschmelzungsbereiches.

trennt (Ostasiatische Binnenmeere). Diese Gliederung ist insofern schwer durchzuführen, als der Charakter der sogenannten Borderlands selten feststeht, da sie heute meist unter dem Meeresspiegel liegen, so daß es sich zum Teil um später versunkene stabile Streifen innerhalb der Geosynklinale (Zentraliden) oder um Kordilleren handeln kann. Insbesondere STILLE bestreitet die Existenz der Borderlands. Heute wird häufiger die Unterscheidung von Orthogeosynklinalen entsprechend der obigen Definition und Parageosynklinalen, entsprechend den labilen Schelfen verwendet.

Sicher ist jedenfalls, daß die großen Faltengebirge der Erde aus Streifen besonders wechselreicher epirogenetischer, tektogenetischer und plutogenetischer (bzw. vulkanischer) Geschichte hervorgehen; die Geosynklinale ist nur ein Stadium innerhalb der Geschichte der „Orogene", d. h. eben jener beweglichen Streifen, denen man mit KOBER die „Kratogene", d. h. die stabilen Blöcke und Schelfe gegenüberstellen kann (s. Abb. 233, 236, 237).

Für die Orogene ist eine linear-zonare Gliederung bezeichnend. KOBER unterscheidet (Abb. 237)[1]:

Vorsenke — Randsaum mit mächtigen Molassen: Oldred-Becken von Wales in den Kaledoniden, Kohlengürtel des Variscischen Gebirges in Mitteleuropa und der Appalachen in Nordamerika, nevadische und laramische Kohlenbecken der Kordilleren, neogene Molassebecken am Rande der Pyrenäen, Alpen, Karpathen usw., neogen-quartäres Becken am Südrande des Himalaya (Abb. 234).

Externiden — gefaltete oder in Decken gelegte, aber nicht metamorphe Außenzonen der Faltengebirge, Kambro-Silur von Wales und vom Seengebiet (Kaledoniden), rheno-hercynische Zone (Variscіden), helvetische Zone (Alpen). Geringe Beteiligung von Massengesteinen.

[1]) Man vergleiche dazu auch S. 193 ff, 352 ff, 626 ff.

Metamorphiden — intensiv gefaltete und metamorphe Zonen mit starker Beteiligung von zum Teil konkordanten Intrusionen von Tiefengesteinen, die sich fortschreitend von basischen (Gabbro-Peridotite) zu sauren (Granodiorite) Typen der pazifischen Sippe verändern. Metamorphe Gesteine Schottlands (kaledonisch), saxo-thuringische Zone des Variscikums, penninische Zone der Alpen.

Interniden und Zentraliden. Im Gegensatz zu den anderen Zonen ist hier unter einem oft nur schwach gefalteten Oberbau ein diskordanter, d. h. früher versteifter Unter- bzw. Tiefbau erkennbar. Es handelt sich also um stabile Reste einer älteren tektogenetischen Periode. (Laurentische Gneise Nordostschottlands, Moldanubische Zone der Variscicden, Südalpen zum Teil).

Häufig wiederholt sich jenseits der Interniden in symmetrischer Weise dieselbe Folge von Zonen, d. h. die Orogene sind dann zweiseitig gebaut. Gelegentlich können sich diese Innenteile stark erweitern und bilden dann „Zwischengebirge" zwischen einseitig gebauten Orogenen, wie z. B. die kaum gefaltete Ungarische Ebene zwischen den Karpathen und Dinariden. Andererseits können die Interniden sich auch bis auf kaum erkennbare Reste verschmälern.[1])

Komplikationen oder Vereinfachungen sind allerdings häufig. So sind in dem schmalen kaledonischen Orogen Norwegens die einzelnen Zonen schwer zu trennen (S. 195); auch die andinen Gebirge entsprechen dem Schema nur unvollkommen, und in Asien ist infolge Aneinanderschweißung der variscischen und alpinen Faltenstränge die Gliederung bisher auch noch nicht klar. KRAUS glaubt in den Alpen einen komplizierten Grundbau (Doppelorogen) erkennen zu können. Die Unsicherheit der Deutung beruht zum Teil darauf, daß die Interniden oft später eingebrochen sind, wie das am Südrand der Westalpen und am Innenrand der Karpathen und des Apennin besonders deutlich ist. Häufig ist dieser Einbruch von einem intensiven jungen Vulkanismus begleitet. Immerhin liefert dieses Schema, zusammen mit der Analyse der Fazies, wertvolle Kriterien bei der Entzifferung schwer deutbarer Strukturen, z. B. der präkambrischen Gebirgsreste des Baltischen Schildes.

Wichtig ist das von STILLE aufgestellte Gesetz der Wanderung der Gebirgsbildung nach außen; die Faltung der Saumsenken ist meist die jüngste innerhalb der Entwicklung des Orogens.

Die ozeanischen Becken bilden die vierte Gruppe von Elementen der Erdrinde, für welche man eine ständige Senkung als Grundtendenz anzunehmen geneigt ist. Indessen ist diese Annahme nur auf extrapolierende Beobachtungen gegründet, da unmittelbare historische Beweise kaum vorliegen. Den Kernpunkt des Problems bildet die Frage nach der Permanenz der ozeanischen Becken und gerade hier zeigt die fortschreitende Forschung, daß zwei verschiedene Typen zu unterscheiden sind.

Es gibt keinen eindeutigen Beweis gegen ein großes Alter, d. h. gegen eine Permanenz des Pazifischen Ozeans. Zwar sind Randgebiete in Asien und Amerika nach dem Kambrium abgesunken, aber die Annahme eines pazifischen Festlandes der Vorzeit ist niemals durch zwingende Gründe belegt worden. Die durch seismische Beobachtungen festgestellte Tatsache, daß im Untergrunde des Pazifik die dicke sialische Schale fehlt, welche den Sockel oder Tiefbau der Kontinentalschollen bildet, spricht auch dafür, daß hier ein besonderes Element der Erdrinde vorliegt, in dem man versucht hat, die Narbe einer (jedenfalls schon vorkambrischen) Mondablösung zu sehen.[2]) Der dynamische Charakter dieses Areals ist noch unsicher; der vielfach angenommenen stärkeren Plastizität des Untergrundes im Pazifik steht die Tatsache

[1]) Die Unterscheidung von Interniden und Zentraliden ist oft unsicher.

[2]) Nach SCHWINNER & HIMPEL ist diese Vorstellung sogar recht wahrscheinlich und geeignet, manche kosmogonischen Rätsel aufzuklären.

gegenüber, daß die Randgebiete gegen den Pazifik gefaltet, d. h. aufgestaut sind; das gilt nicht nur für Amerika, sondern nach neueren Angaben auch für Ostasien. Diese Vergenz gegen den Pazifik mit Aufstau uferparalleler Faltenketten und Gebirgsbögen ist sogar das typische Merkmal der pazifischen Struktur.

Im Gegensatz dazu zeigen Atlantik und Indik diskordante Ränder, welche durch Brüche oder Flexuren bedingt sind. Quer dazu setzen die Strukturfugen der Kontinente beiderseits des Ozeans oft in überraschend ähnlicher Weise fort. Spuren mariner Transgressionen erscheinen an diesen Rändern oft sehr spät. So ist der Indik zum erstenmal im Perm (zwischen Afrika und Indien) als flaches Schelfmeer angedeutet, aber erst in der Unterkreide durchgehend belegbar. Der Südatlantik tritt erst seit der Mittelkreide in Erscheinung. Der Nordatlantik könnte zum Teil älter sein, seine nördlichen Teile sind aber, wenigstens in der heutigen Form, wesentlich jünger. Faunistische und geologische Gründe sprechen für einen Zusammenhang der Südkontinente im Paläozoikum (Gondwanaland). Ob die heute vom Ozean bedeckten Zwischenstücke abgesunken oder die einzelnen Kontinentalschollen in stärkerem oder schwächerem Maße auseinandergedriftet sind (Theorie A. WEGENERs), ist heute noch unentschieden. Von einer Permanenz des Atlantik und Indik kann jedenfalls kaum gesprochen werden. Die neuen ozeanographischen Untersuchungen im Atlantik haben eine auffallende Gliederung in eine Zentralschwelle mit fiederförmig davon ausgehenden Rinnen erwiesen; dieser „Felderbau" erinnert nach CLOOS grundsätzlich an die Struktur der angrenzenden Blöcke. Im Nordatlantik und in der Mittelmeerzone liegen die Verhältnisse vielleicht etwas anders. Da weiterhin seismische Messungen gezeigt haben, daß im Atlantik eine obere sialische Kruste nicht fehlt, wohl aber stark reduziert ist, ergibt sich jedenfalls die Möglichkeit, daß hier Blockschollen von kontinentalem Umfang in ozeanische Tiefen absanken. Sie sind kein „entblößtes Sima", wie die WEGENERsche Theorie verlangt, wohl aber durch Vorherrschaft basischer Erstarrungsgesteine von den sialischen Kontinentalkernen unterschieden, so daß STILLE sie als „Tiefkratone" den „Hochkratonen" (d. h. Blöcken und Schelfen) gegenüberstellt. Auf den permanenten Pazifik ist diese Definition kaum anwendbar.

Historisch kann noch festgestellt werden, daß die Geosynklinalen durch Ausfaltung in stabile Elemente, d. h. in Blöcke übergeführt werden können und daß diese nach Einebnung und Senkung zu Schelfen werden, wie das z. B. mit dem Variscischen Gebirge Mitteleuropas der Fall war. Der umgekehrte Weg, d. h. ein Abbau von Blöcken und Schelfen zu Geosynklinalen oder ozeanischen Becken von atlantischem Typus (Regeneration der Geosynklinalen nach STILLE) ist schwerer zu belegen und mechanisch zu deuten; möglicherweise kommt dieser Prozeß durch eine Verdünnung und Dehnung der sialischen Kruste oder durch Aufschmelzung derselben zustande.

Bezüglich der magmatischen Tätigkeit zeigen auch die Geosynklinalen bzw. Orogene die größte Variationsbreite. Sie beginnt in der Vorbereitungsphase mit basischen, oft submarinen Ergüssen (Ophiolithe, Initialstadium), setzt während der Gebirgsbildung mit vorwiegend sauren granodioritischen Intrusionen fort (synorogenes Stadium), zeigt in der Spätphase eine große Variationsbreite mit vorwiegenden Ergußgesteinen (subsequentes Stadium) und wird im konsolidierten Bereich wieder basisch mit vorwiegenden Ergußgesteinen (finales Stadium). Daraus geht schon hervor, daß der saure (sialische) Vulkanismus vorwiegend eine Episode in den mobilen Bereichen ist, die den Blöcken, Schelfen und „Tiefkratonen" fehlt, wo vorwiegend der basische Vulkanismus (Decken und Schlote) und, in Zerspaltungszonen, atlantische (alkalibetonte) In- und Extrusionen herrschen. (Man vgl. STILLE 1940.)

Auch morphologisch können Blöcke, Schelfe und Geosynklinalen, soweit sie sich heute über dem Meeresspiegel befinden, im Anschluß an die S. 53 angeführte Gliederung definiert werden. In den Blöcken herrscht diskordante Morphogenie; bei längerer Ruhelage entstehen Bergrücken- oder Rumpflandschaften mit ausgedehnten Verebnungen, in die bei einmaliger kräftiger Hebung steile Täler, bei mehrfachem Wechsel von Hebung und Stillstand eine Piedmonttreppe eingeschnitten wird. Stabile Schelfe ergeben bei einfacher Hebung Plateauland-

schaften, bei Kippung Stufenlandschaften mit akkordanter Morphogenie. Ähnliches gilt für labile Schelfe, wo oft nach dem Durchgang durch ein Verebnungsstadium Reliefumkehr herrscht; bei Senkung zeigen sie Aufschüttungslandschaften, oft mit ertrunkenem Relief. Geosynklinalen sind im Senkungsstadium der morphogenetischen Beobachtung entzogen, zeigen während und kurz nach der Ausfaltung konkordante Morphogenie und gehen später, nach der Stabilisierung, durch alle Stadien akkordanter und diskordanter Morphogenie hindurch (v. BUBNOFF 1936).

4. Die erdgeschichtliche Bewegungsfolge

Die wichtigste Frage historisch-kinematischer Betrachtung ist, ob die Erdrinde auf die mechanischen Beanspruchungen gleichzeitig als Ganzes reagiert, oder ob ihren einzelnen Großelementen ein besonderer Bewegungsrhythmus eigen ist. Die epirogenetischen Großrhythmen einerseits, die tektogenetischen Phasen andererseits geben dabei die bezeichnenden Zeitmarken ab. Man vergleiche zum folgenden Abb. 239.

Das außeralpine Westeuropa zeigt folgenden Rhythmus (s. Abb. 238 und S. 696):

Emersionsphasen: I. Jotnium, II. Tiefes Unterdevon, III. Perm, IV. Wealden, V. Mons-Stufe, VI. Aquitan.
I. Transgressionsphasen: I. Kambrium, II. Koblenz-Stufe, III. Trias-Lias, IV. Neokom, V. Paläozän-Eozän (VI. ? Burdigal — unsicher).
II. Transgressionsphasen: I. Unterordovizium, II. Mitteldevon, III. Dogger, IV. Alb-Cenoman, V. Unteroligozän (VI. Helvet — unsicher).
Inundationsphasen: I. Oberordovizium, II. Oberdevon, III. Callovien-Oxford, IV. Turon, V. Unteroligozän (VI. Helvet — unsicher).
Differentiationsphasen? I. Gotlandium, II. Unterkarbon, III. Kimmeridge, IV. Senon, V. Mitteloligozän (VI. Torton — unsicher).
Regressionsphasen: I. Ludlow, II. Oberkarbon, III. Portland, IV. Danien, V. Katt (VI. ? Sarmat-Pliozän).

Lokale Abweichungen sind natürlich vorhanden, indem z. B. Phasen oder ganze Zyklen ausfallen oder sich zusammendrängen (Alttertiär). Im allgemeinen lassen sich also sechs Großzyklen unterscheiden: I. Altpaläozoisch (Vorkaledonisch), II. Jungpaläozoisch (Vorvariscisch), III. Altmesozoisch (Vorkimmerisch), IV. Jungmesozoisch (Vorlaramisch), V. Altkänozoisch (Vorsavisch), VI. Jungkänozoisch; der letzte ist noch etwas unsicher, insbesondere hinsichtlich der Schlußphase.

Für sämtliche Zyklen ist ein bestimmt orientierter Verlauf der Phasen und ein bestimmter Sedimentationstypus kennzeichnend; nur im Tertiär treten einige, örtlich bedingte Abwandlungen auf.[1])

I. Transgression: Richtung N-S bis NNO-SSW; Sedimente: helle Sandsteine und bituminöse Schiefer.
II. Transgression: Richtung NW-SO bis W-O; Sedimente: glaukonitische oder eisenreiche marine klastische Gesteine.
III. Inundation: Richtung der Beckenachse W-O; Sedimente: Tonschiefer und Mergel.
IV. Differentiation: Richtung unbestimmt, Auftauchen von O-W und N-S streichenden Schwellen. Fazies stark wechselnd, Riffkalke häufig.

[1]) Man vergleiche dazu die zahlreichen, diesem Buch eingefügten paläogeographischen Kärtchen von Westeuropa.

V.–VI. Regression-Emersion. Streichen der Ufergürtel im allgemeinen O-W. Sedimente: paralische und limnische Klastika mit Kaustobiolithen, später rote terrestrische Schichten mit Salzen.

Jeder Zyklus zeigt also ein Abdrehen der Großwellung (Undation) entgegen dem Uhrzeiger. Die Dauer der Zyklen nimmt fortschreitend ab, wenn man die absoluten Zeiten (nach der Radioaktivität, S. 56) einsetzt: I – 175 bis 185 Millionen Jahre; II – 115 bis 125 Millionen Jahre; III – 75 bis 80 Millionen Jahre; IV – 50 bis 70 Millionen Jahre; V – 30 bis 40 Millionen Jahre; VI – 20 bis 25 Millionen Jahre.

Jeder Zyklus schließt mit einer Zeit stärkerer tektogenetischer Bewegung ab, deren Einzelphasen sich auf die Regressions- und Emersionsphase verteilen: I – jungkaledonisch (ardennisch-erisch), II – variscisch (sudetisch-saalisch), III – jungkimmerisch (Deister-Hils-Phase), IV – laramisch-pyrenäisch, V – savisch.

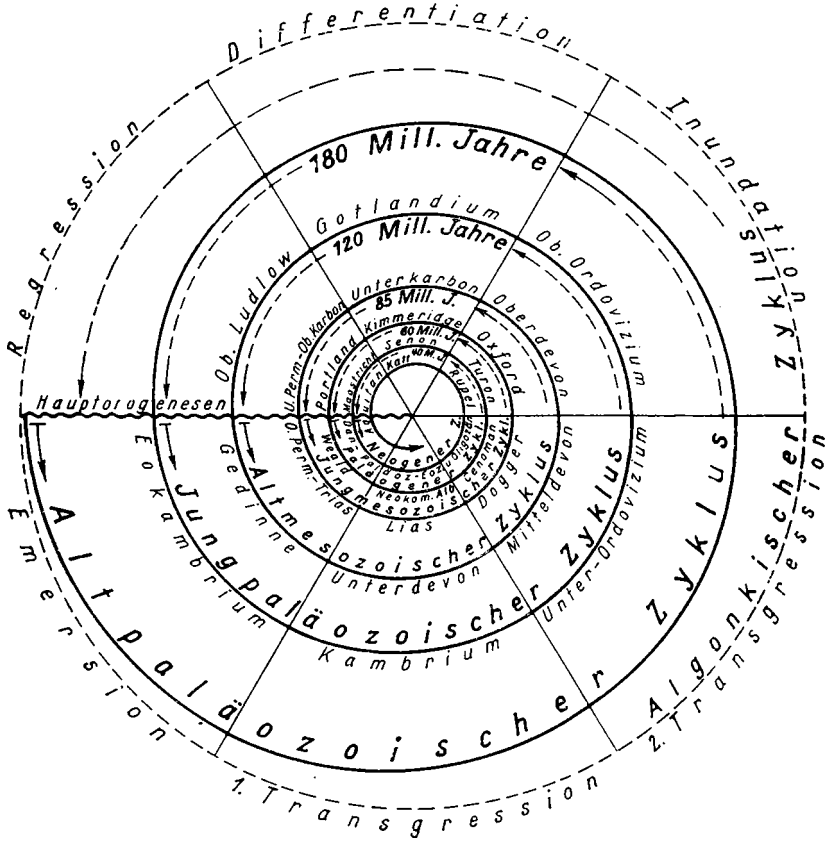


Abb. 238. Der zyklische Verlauf der Erdgeschichte in Europa, dargestellt in einer Spirale, deren Umgänge den 6 nachalgonkischen Zyklen entprechen. Die gleichen Phasen der 6 Zyklen liegen in gleichen Sektoren, d. h. zeigen die gleiche Reihenfolge. Die Dauer der Zyklen (aber nicht die der wechselnd langen Teilphasen) ist der Länge der Umgänge proportional.

Sinngemäß läßt sich diese Gliederung rückwärts übertragen, indem ein jungalgonkischer Zyklus (etwa 800 bis 550 Millionen Jahre) mit der assyntischen Phase vor dem Kambrium abschließt und der altalgonkische Zyklus in die Zeit von 1150 bis 800 Millionen Jahre zwischen die svekofennidische und karelidische Gebirgsbildung zu liegen kommt.

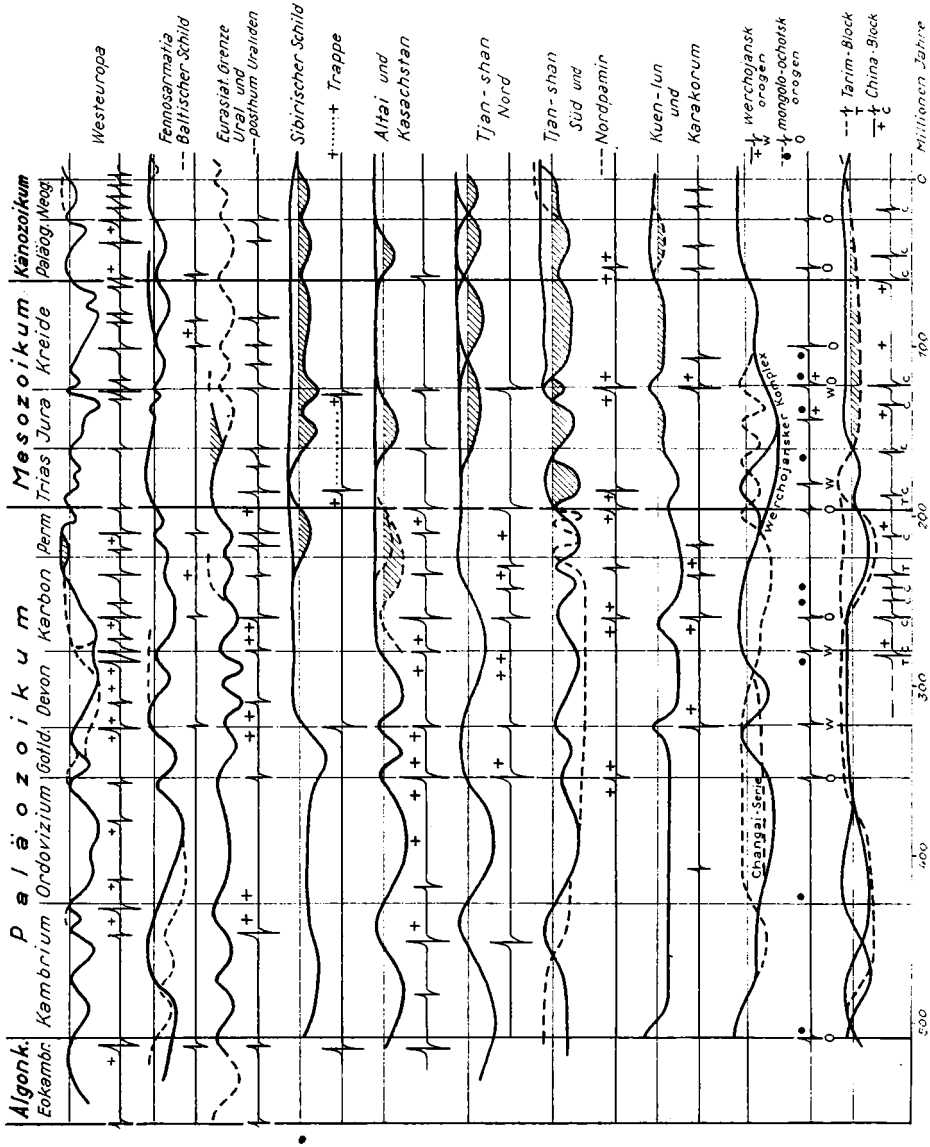
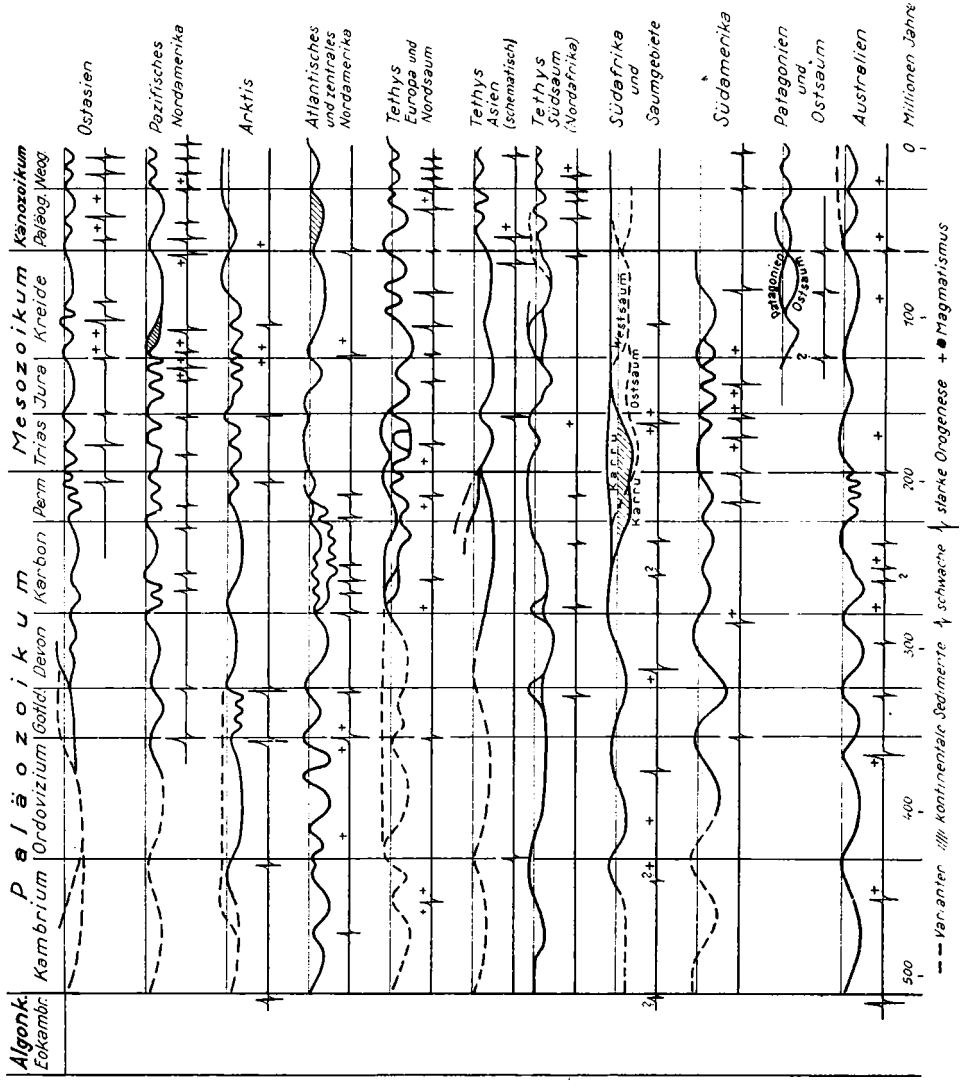


Abb. 239. Entwurf typischer Oszillogramme verschiedener Großschollen der Erde. Doppel-
Grundlage berechneten

Indessen fallen stärkere orogenetische Bewegungen auch in andere Phasen der Großzyklen, so ans Ende der Inundationsphasen (takonisch, bretonisch, subhercynisch) und an den Beginn der Transgression (austrisch). Zur Festlegung der Zyklen sind daher die tektonischen Phasen weniger geeignet als die Trans- und Regressionen.

Bemerkenswert ist, daß die starken Tektogenesen in Westeuropa vorwiegend eine



kurven zeigen verschiedene Modifikationen an. Der Zeitmaßstab ist der auf radioaktiver absoluten Zeitdauer proportional.

etwa N–S gerichtete Pressung anzeigen und in die Zeiten W–O streichender Undationen fallen. Man kann daraus vermuten, daß die Tektogenese dann stattfindet, wenn, infolge gleichsinniger Orientierung der Großundationen, der Schwellenwert dauernder Deformation am leichtesten überschritten werden kann. Wenn eine Tektogenese ausfällt, verschmelzen die anschließenden Zyklen (z. B. fehlende kaledonische Tektogenese in Südeuropa), oder die nachfolgenden Zyklen fehlen (Baltischer Schild).

Zu den anderen Großbereichen übergehend sei zuerst festgestellt, daß jenseits des Atlantik, im östlichen Nordamerika, insofern ein Unterschied besteht, als hier die wichtigste altpaläozoische Tektogenese takonisch ist (zwischen Ordovizium und Gotlandium) und daß sich daran auch die bedeutendste Regression anschließt. Die jungkaledonische Faltung tritt hier zurück, so daß, obwohl das Obergotlandium auch einer Regression entspricht, die Zyklengrenze hier doch richtiger an die Basis des Gotlandiums zu stellen wäre. Dagegen zeigt der nächste Zyklus im Osten (Appalachen) eine weitgehende Ähnlichkeit mit Europa; die späteren Zyklen sind hier kaum ausgebildet. Ehe wir auf das zentrale und westliche Nordamerika eingehen, müssen wir die Verhältnisse östlich von Westeuropa betrachten.

Zunächst ist festzustellen, daß in Osteuropa (sarmatische Platte) die großzyklische Gliederung Westeuropas ohne Schwierigkeit wiedererkannt werden kann. Infolge des stabileren Charakters und der dadurch bedingten örtlichen Verkümmerung einiger Zyklen entstehen Phasendifferenzen; infolge einer Überlagerung von Zyklen geringerer Ordnung (Pulsationen) können sogar Phasendivergenzen auftreten, deren lokaler Charakter aber ohne weiteres nachzuweisen ist, so daß die Übereinstimmung im großen deutlich gewahrt bleibt. Je mehr man aber nach Osten geht, um so mehr zeigen sich gewisse Modifikationen des Grundschemas, die aber weniger auf einer zeitlichen Unstimmigkeit der Phasen, als auf ihrer verschiedenen Betonung beruhen. Das wird am deutlichsten im eurasischen Grenzgebiet (Ural und Vorland), wo im Zusammenhang mit der N-S streichenden Haupttektogenese (die also nahezu senkrecht zu der Europas verläuft) folgende Unterschiede bestehen:

Eine subkambrische Diskordanz ist wenig deutlich und es fehlt auch die jungkaledonische Tektogenese. Sardische (oberkambrische) und takonische Bewegungen sind dafür stärker betont, wodurch die Grenzen zwischen Zyklus I und II unscharf werden. Die Verhältnisse erinnern an den Südrand Mitteleuropas.

Der II. Zyklus ist gleichsam gedoppelt, mit stärkerer Betonung der saalischen tektogenetischen Phase; die Differentiationsphase ist hier eher ins Permokarbon, die Regression ins Oberperm zu stellen. Der Abschluß erfolgt eigentlich erst durch die starke altkimmerische Tektogenese im Rhät-Lias. Der III. und IV. Zyklus sind nicht getrennt, da die jungkimmerische Diskordanz nur schwach ist. Die spätere Entwicklung ist von der Westeuropas wenig verschieden.

Diese Entwicklung leitet nach Asien über, wo man einen nördlichen, sibirischen (Angaraland) und einen südlichen, zentralasiatischen (Altaiden) Abschnitt unterscheiden kann (s. auch Abb. 214). Angaraland besteht aus einem alten Schild und aus peripherischen Bögen; assyntische und jungkaledonische Bewegungen sind besonders an der südlichen Peripherie vorhanden. Dort sind auch pfälzische und jungkimmerische Bewegungen bekannt. Jedoch sind die jüngeren Zyklen terrestrisch und daher schwer vergleichbar.

In der südlichen Umrahmung, d. h. im Altai, Kasachstan und Nordtjanshan sind starke salairische (? sardische) und takonische Bewegungen bekannt; assyntische sind im Norden deutlich, im Süden schwächer; die jungkaledonischen treten zurück. Im

variscischen Zyklus sind bretonische Bewegungen stark, spätere schwächer. Nur saalische und besonders pfälzische Bewegungen treten stärker hervor. Die jungkimmerischen Bewegungen steigern sich nach Süden; später treten nur Blockbewegungen auf.

Im Südtjanshan, Pamir, Kuen-lun und Karakorum verklingen die kaledonischen, später auch die variscischen Bewegungen nach Süden; die kimmerischen sind im Pamir und Kuen-lun noch stark, werden aber südwärts durch austrische und tertiär-alpidische abgelöst, die dann im Himalaya allein herrschen. Die Intensität der Bewegung verschiebt sich also nach Süden, wobei die konsolidierten nördlichen Gebiete in den jüngeren Phasen nur Blockbewegungen (Grundfalten) mit stärkerer Deformation der Grenzen ausführen (jaxartischer Typus STILLES). Die Betonung der sardischen, takonischen und pfälzischen Orogenese zeitigt, wie im Ural, einige Abweichungen vom europäischen Typus, ohne die Grundeinteilung wirklich zu stören.

Ostasien zeigt einen abweichenden Bau. Die mittelasiatischen Varisciden verklingen nach Osten; im Werchojansker Gebiet und in Nordostsibirien ist der kaledonische Zyklus deutlich und schließt mit der jungkaledonischen Tektogenese ab. Nach längerer Hochlage regeneriert die Senke in der Trias; dieser zweite Zyklus schließt mit einer jungkimmerischen oder austrischen (vor Alb) Faltung ab. Jüngere Phasen fehlen.

Die sinische Masse besteht aus altkonsolidierten Schollen mit vorkambrisch (? assyntisch) versteifter Basis; nach einem ziemlich vollständigen altpaläozoischen Zyklus und Hochlage im Variscikum (wie bei Werchojansk) erfolgt eine Regeneration mit Zerspaltung und Ausbildung von Schelffurchen im Permokarbon. In diesen dauert die Bewegung bis in das Tertiär fort. Die stärksten Phasen sind pfälzisch und jungkimmerisch (Yenshan-Faltung).

Im pazifischen Grenzgebiet und in Japan sind nur die jüngeren Stadien deutlich. Nach einer pfälzischen Tektogenese ist ein altmesozoischer epirogenetischer Großzyklus erkennbar, der sich nach KOBAYASHI in folgende Phasen gliedern läßt:

Transgression	. scythisch-anisisch
Regression mit Tektogenese .	. ladinisch
Transgression	. karnisch-norisch
Regression mit Tektogenese .	. rhätisch
Transgression	. tieferer Jura (vielleicht gedoppelt)
Regression mit 2 Tektogenesen .	. Portland-Apt.

Der Zyklus schließt also erst in der höheren Unterkreide ab und umfaßt zum mindesten drei Tektogenesen (labinisch-altkimmerisch, jungkimmerisch und austrisch). Der IV. Zyklus reicht bis zu der nach KOBAYASHI bedeutenden späteozänen Tektogenese (? pyrenäisch). Der V. Zyklus schließt mit der ebenfalls bedeutenden jungmiozänen (? steirischen) Tektogenese ab. Die Deutung dieser Abweichung ist wohl darin zu suchen, daß man es hier mit Zyklen mittlerer Ordnung (Pulsationen) zu tun hat, welche ja auch in Europa nicht fehlen. Ganz allgemein zeigt es sich, daß die Tektogenese nach Osten wandert. Im Küstengebiet der UdSSR sind die tertiären Falten scharf diskordant zu den kimmerischen von Werchojansk.

Die Arktis zeigt gleichsam eine vermittelnde Entwicklung. Der I. Zyklus ist noch vielfach unsicher, zeigt aber im allgemeinen den ostamerikanischen Rhythmus mit Betonung einer altkaledonischen Tektogenese. Der II. Zyklus ist im ersten Teil (Devon) ebenso reduziert wie

in Nordeuropa, im zweiten zeigt er den uralischen (eurasischen) Rhythmus. Der dritte Zyklus ist im ersten Abschnitt (Trias) ausgesprochen ostasiatisch (pazifisch), im zweiten (Jura bis Unterkreide) wieder uralisch. Von den späteren Zyklen ist kaum etwas vorhanden. Die nachkaledonischen Tektogenesen sind nur schwach ausgeprägt.

Der pazifische Saum Nordamerikas zeigt, bis auf eine stärkere Beweglichkeit, ähnliche Verhältnisse. Der I. Zyklus ist wenig bekannt, scheint aber keine grundsätzlichen Abweichungen aufzuweisen. Der II. Zyklus entspricht im Devon dem europäischen, im Karbon und Perm dem eurasischen Typus mit dem Vorbehalt, daß die tektogenetischen Phasen nicht unbedingt übereinstimmen. Im III. Zyklus entspricht der Hauptteil der Kordilleren mehr dem europäischen, der Nordteil (Alaska) dem ostasiatischen Typus. Der IV. Zyklus schließt mit der laramischen Tektogenese ab; die in Europa wichtige pyrenäische Phase tritt zurück. Der V. Zyklus scheint demgegenüber wieder wie in Ostasien erst mit spätmiozänen Bewegungen abzuschließen. Die zentralen Teile Nordamerikas zeigen dagegen in den beiden älteren Zyklen ein eurasisches, später ein ausgesprochen westeuropäisches Verhalten.

Unverkennbar ist (FOURMARIER) eine gewisse großzügige Symmetrie der Nordhalbkugel mit meridionaler Symmetriebene. Beiderseits der atlantischen (Europa—Ostamerika) Zone liegt ein Bereich mit uralisch-eurasischem Typus (Uralvorland—Sibirien; Mittleres Nordamerika) und ferner ein Bereich pazifischer Entwicklung (Ostasien, Westliches Nordamerika). Nur ist auf der asiatischen Seite noch die Angara-Masse eingeschaltet, deren Äquivalent im westlichen Nordamerika gleichsam verkümmert erscheint.

Was die Gesamtentwicklung Nordamerikas angeht, so ist im Paläozoikum ein gewisses Alternieren der Überflutungsrichtungen erkennbar, der Art, daß die permanenten Rinnen im Südosten (Appalachischer Trog) und Westen (Kordillerischer Trog) zur Zeit der größten Überflutungen durch O-W und öfter durch SO-NW gerichtete Quersenken verbunden werden. Später ist nur die N-S (d. h. parallel zu dem Kordillerentrog) verlaufende Rinne im Westen für die Überflutungen maßgebend. Das entspricht zum Teil den Verhältnissen in Asien, wo aber die permanente Rinne im Süden liegt, während die meridionalen Quersenken im Westen (eurasisch-uralisch) und in Ostasien nur gelegentlich überflutet wurden.

Betrachtet man also die Geschichte der Nordhalbkugel als Ganzes, so sieht man, daß zwar die großzyklische Gliederung ähnlich verläuft, daß aber im einzelnen nicht nur ein Phasenausfall, sondern sogar Phasendifferenzen vorhanden sind, am deutlichsten z. B. in gotlandischer, permokarbonischer, oberjurassischer und oberkretazischer Zeit, d. h. im allgemeinen an den Zyklengrenzen. Desgleichen sind die gebirgsbildenden Phasen zwar überall bemerkbar, aber nicht überall von gleicher Intensität. Daraus ergeben sich die geschilderten regionalen Entwicklungstypen.

Die drei Schilde der Nordhalbkugel (Laurentia, Fennoskandia, Angara) haben anscheinend schon im Vorkambrium eine zum Teil voneinander unabhängige Entwicklung durchgemacht, wobei aber zu Ende des Algonkiums die Verhältnisse recht ähnlich werden. Vor allem ist fast überall ein (vielleicht in Bögen gegliederter) Südsaum von spätalgonkischen und eokambrischen Sedimenten vorhanden, der aber nicht unmittelbar in die zentrale äquatoriale Senke übergeht, sondern durch Girlanden kleinerer Blöcke davon getrennt ist. Das sind die „Borderlands" Nordamerikas, das Zentralplateau, der böhmische Kern und das Podolische Massiv in Europa, Fergana, Tuwa, Tarim, Sinia in Asien (Abb. 213 bis 215). Die schildförmige Aufwölbung ist im wesentlichen erst am Ende des altpaläozoischen Zyklus erkennbar. Sie ist indessen

an der Nordseite der drei Blöcke nicht überall erwiesen, so daß man zum Teil nur den Eindruck einer weiteren bogenförmigen Umgestaltung der Südränder erhält, mit Lokalisierung der Falten in diesen Bogensenken (Mitteleuropa, Baikalischer Scheitel, Nordamerika). Eine Ausnahme besteht lediglich zwischen Laurentia und Fennoskandia, welche im Kambrosilur durch die tiefe kaledonische Geosynklinale scharf geschieden werden. Entsprechend ist auch die Schlußtektogenese des I. Zyklus beiderseits des Atlantik ungleichzeitig (takonisch im Westen, jungkaledonisch im Osten).

Die kaledonische Tektogenese scheint die beiden vorher getrennten Kerne von Laurentia und Fennoskandia wieder verschweißt zu haben, denn der II. Zyklus zeigt beiderseits des Atlantik eine außerordentlich ähnliche Entwicklung, wenn man von kleinen Phasendivergenzen absieht. Anders ist es zwischen Fennoskandia und Angaraland; hier entsteht (? durch Regeneration) im Devon die trennende uralische Geosynklinale und entsprechend reagieren nunmehr Europa und Asien verschieden: paralisch-terrestrisches Permokarbon in Europa, marines im Ural und in Zentralasien; sudetisch-asturische Haupttektogenese in Europa, saalisch-pfälzische Haupttektogenese in Asien. Es ist bemerkenswert, daß der uralische Typus nun auch die Arktis beherrscht, allerdings mit nur schwacher Ausbildung der abschließenden Tektogenese. Der pazifische Saum zeigt in Asien und Nordamerika ein ähnliches Verhalten wie die Arktis: marines Permokarbon und zurücktretende variscische Tektogenese; beides ist bei einer Persistenz des Pazifiks durchaus erklärlich. Dagegen ist im zentralen Nordamerika wieder der uralische Typus deutlich, welcher hier aber nur unscharf von dem europäischen in Ostamerika getrennt ist.

Im III. (altmesozoischen) Zyklus sind die Unterschiede der Bereiche wieder recht deutlich:

Europäisch: Kontinentale Trias (schwache anisische Transgression), Jura vollständig, mit jungkimmerischer Diskordanz abschließend, die aber keiner sehr intensiven Tektogenese entspricht.

Uralisch-eurasisch: Trias verkümmert, Jura vorwiegend auf den oberen beschränkt, ohne scharfe Grenze in die Unterkreide übergehend. Eine jungkimmerische Diskordanz ist daher kaum vorhanden, die Zyklengrenze mit austrischer Diskordanz liegt etwa im Alb-Apt. Dagegen ist die labinisch-altkimmerische Diskordanz zuweilen deutlicher.

Pazifisch: Marine Trias mit Heraushebungen im Ladin und Rhät; labinisch-altkimmerische Diskordanz deutlich. Der Jura ist vorwiegend marin mit ausgesprochener Callovientransgression. Die kimmerische Faltung verteilt sich auf die alt- und jungkimmerische und austrische Phase, während im westlichen Nordamerika die intensivste kimmerische Bewegung vorportlandisch ist. Eine absolute Gleichzeitigkeit beiderseits des Pazifik scheint nicht vorzuliegen.

Die Arktis zeigt in der Trias den pazifischen, im Jura den eurasiatischen Typus; die tektogenetischen Äußerungen sind schwach, dagegen der spätjurassische basaltische Vulkanismus bedeutsam. Das östliche Nordamerika zeigt — verkümmert — den europäischen Typus.

Der IV. Zyklus (jungmesozoisch) ist in Europa und Nordamerika ähnlich ausgebildet (Cenomantransgression, Regression im Senon), wenn auch die Intensität der abschließenden laramischen Tektogenese in Nordamerika wesentlich größer ist. Im uralischen Gebiet erfolgt die Transgression später und bleibt schwach; in der Arktis fehlt der Zyklus überhaupt; in Ostasien erinnern die Verhältnisse an Nordamerika, doch ist hier die abschließende Tektogenese anscheinend etwas jünger (pyrenäisch statt laramisch).

Die tertiären Zyklen zeigen in allen genannten Gebieten Verschiedenheiten, sollen hier aber nicht näher erläutert werden, da sie vielfach noch schwer zu fassen sind und vorwiegend auf die ozeanischen Grenzgebiete beschränkt bleiben.

Als Ergebnis erkennt man eine fortschreitende Differenzierung: im Altpaläozoikum scheiden sich ein amerikanischer und ein europäischer Typus, im Jungpaläozoikum entsteht der eurasische, im Altmesozoikum der pazifische Typus. Die Arktis, an der Kreuzung der drei meridionalen Grenzzonen gelegen, gehört bald dem einen, bald dem anderen Typus an. Die Entwicklung besteht aber nicht nur in einer Sonderung, sondern umfaßt auch Zeiten einer Wiedervereinigung, meist im Anschluß an tektogenetische Phasen.

Für diese wechselnde Reaktion ist die Verteilung der Kaustobiolithe bezeichnend, wobei aber nicht zu vergessen ist, daß sie zum Teil auch klimatisch bedingt wird und also eine komplexe Erscheinung darstellt. In Europa sind die Hauptkohlenzeiten das Oberkarbon, das Eozän und das Miozän; im östlichen Nordamerika ist die oberkarbonische Kohlenbildung intensiv, die späteren treten zurück. Im zentralen Nordamerika ist die ältere Kohlenzeit unbedeutend, dagegen sind eine tiefkretazische und eine frühtertiäre Kohlenbildung kennzeichnend. In Asien fällt die ältere Kohlenzeit in das Perm, ferner ist eine jüngere im Jura von Bedeutung; in Ostasien treten, wenn auch nicht beherrschend, altkretazische und tertiäre Kohlen hinzu, so daß auch hier ein pazifischer Typus angedeutet ist. Dabei entfällt der bedeutendste Vorrat in Europa und Nordamerika auf die Vorsenken von Faltengebirgen, während in Asien auch Kohlen auf Schelfen oder in Schelf-Furchen eine bedeutendere Rolle spielen.

Im allgemeinen erkennt man also, daß die drei Kerne der Nordhalbkugel durch Anbau von Gebirgsbögen in äquatorialer Richtung gewachsen sind. Anders verhalten sich die meridionalen Grenzstreifen der alten Kerne, da hier Anbau und Abbau miteinander abwechseln:

So werden Laurentia und Fennoskandia im Kambrium durch die Absenkung der kaledonischen Geosynklinale getrennt und durch die kaledonische Faltung wieder verschweißt. Eine erneute Trennung nach meridionalen Fugen beginnt im Perm (Zechstein) und scheint im Lias einen Höhepunkt zu besitzen; dadurch wird eine neue Trennungszone festgelegt, die sich später zum Nordatlantik und Skandik erweitert. In kimmerischer und tertiärer Zeit bestehen deutliche Verschiedenheiten der Bewegungsintensität und Phasendivergenzen; die beiden Großelemente wurden also autonom.

Zwischen Fennoskandia und Angaraland schafft die Absenkung der uralischen Geosynklinale bezeichnende Gegensätze, welche durch die saalische Faltung zwar gemildert, aber nicht aufgehoben werden. Die meridionalen Überflutungen im Oberjura, im Frühsenon und im Eozän weichen vom Rhythmus der atlantischen Grenzzone ab; die labinisch-altkimmerische Phase ist ein asiatisches Element und in Europa schwach ausgebildet; die jungkimmerische Faltung fehlt der eurasiatischen Grenzzone.

Vollkommen anders verhält sich die pazifische Trennungszone zwischen Angaraland und Laurentia. Ein unmittelbarer Zusammenhang ist seit dem Kambrium und wohl schon vorher nicht nachweisbar; trotzdem ist der epirogenetische Rhythmus beiderseits des Pazifik ähnlich und auch die tektogenen Phasen zeigen Analogien, allerdings keine absolute zeitliche Übereinstimmung. Eine Verknüpfung über die Arktis ist also mehrfach durchaus wahrscheinlich.

Von Wichtigkeit für die Deutung des Gesamtbildes der Nordkontinente ist endlich die Bewegungsrichtung (Vergenz) in den Hauptfaltungszeiten. Es ist auffallend, daß die kaledonischen und variscischen Bewegungen eine Hauptvergenz g e g e n die drei Schilde zeigen, während die kimmerische Tektogenese zum Teil von diesen weg-

gerichtet ist (nevadische Faltung der Kordilleren und altkretazische Faltung Ostasiens gegen den Pazifik, kimmerische Bewegungen in Europa und Asien gegen die Tethys-Geosynklinale). Dabei ist zu betonen, daß diese Bewegung sozusagen zentrifugal gegenüber der heutigen Nordpolar-Region erfolgt, aber nicht gegenüber der von WEGENER & KÖPPEN angenommenen Nordpol-Lage im Mesozoikum (Nördlicher Pazifik!); hier wäre sogar die Bewegung in Ostasien und Nordamerika deutlich polvergent. Die heutige Arktis ist in kimmerischer Zeit eine Bruchzone mit intensivem basaltischem Oberflächen-Vulkanismus; sie wird damit zu einer Symmetrie-Achse der Nordhalbkugel, in der sich die drei Trennungszonen (kaledonisch-atlantisch, uralisch, ostasiatisch) kreuzen. Die tertiäre (alpidische) Tektogenese zeigt wieder in Europa und Nordamerika, wenigstens an ihrem den Schilden zugekehrtem Saum, Vergenz gegen die Schilde, in Asien dagegen vorherrschende Vergenz gegen die Tethys; in Ostasien sind die Verhältnisse noch nicht ganz geklärt. Jedenfalls fällt aber der Vergenz-Wechsel nach KOSSMAT in die uralisch-eurasiatische Trennungszone.

Das große zentrale Mittelmeer oder die Tethys zeigt einen abweichenden Rhythmus (Abb. 239). Die jungkaledonische Faltung tritt ganz zurück; typisch ist eine Verschmelzung der beiden ersten Zyklen. Auch die variscische Tektogenese ist nur in den Randgebieten zu belegen; in den Alpen sind sudetische und saalische Bewegungen wahrscheinlich, südlich davon fehlen Anhaltspunkte bis auf Nordwestafrika, wo bretonische und oberkarbonische Bewegungen auftreten. In der asiatischen Tethys (Himalaya) scheinen sie zu fehlen. Ganz abweichend sind die mesozoischen Zyklen: Überflutung im Scyth, Regression im Karnikum, tiefe Versenkung im Lias, vielleicht Bewegungen im Dogger, Bewegung zwischen Jura und Kreide höchstens angedeutet, d. h. Verschmelzung beider mesozoischen Zyklen, austrische (vorcenomane) und gosauische (? subhercynische) Tektogenese, Heraushebung im Paläozän (nach Danien). Es folgt eine große Anzahl tertiärer Tektogenesen, von denen in Europa die pyrenäische und savische größere Stärke erlangen, während in Asien die laramische und die spättertiäre von besonderer Bedeutung sind. In Hinterindien findet eine Angleichung an den pazifischen Typus statt (starke altkimmerische Tektogenese), in Mexiko eine solche an die Kordilleren (jungkimmerische und laramische Tektogenese). Eine einheitliche Vergenz ist nicht anzugeben: in Europa besteht ein Doppelorogen mit Vergenz nach Norden und Süden und Einschaltung von „Zwischengebirgen"; in Asien ist der nordvergente Ast zum mindesten verkümmert. In Eurasien als Ganzes ist der staffelförmig geknickte Verlauf der Tethys mit Vortrieb der östlichen Staffeln nach Süden bezeichnend (Dinariden, Persische Ketten, Birma-Indochina).

Es ergibt sich also, daß die einzelnen Sektoren der Mittelmeerzone zwar von den anschließenden Schollen der Nordhalbkugel beeinflußt werden, daß sie aber ihren eigenen Rhythmus besitzen. Insbesondere sind die kaledonischen und jungkimmerischen Bewegungen Sondererscheinungen der Nordkontinente, während die alpidische, vielleicht auch die subhercynische und variscische Faltung an ihrem Südrande, d. h. in der Tethys wurzeln.

Die Südkontinente besitzen einen abweichenden Rhythmus; nur an ihrem Nordsaum bestehen Übergänge zur Tethys. Südafrika zeigt dagegen einen wohl schon im Oberkambrium abschließenden ersten paläozoischen Zyklus, einen zweiten, der

mit einer ordovizischen, aber vortakonischen Faltung endet, einen dritten im Gotlandium-Unterdevon (im Mitteldevon endend), einen vierten im Perm, der in der Obertrias abschließt; jüngere Zyklen fehlen hier, während anderwärts, z. B. in Südamerika, die starke Betonung der subhercynischen Faltung auch einen deutlichen Gegensatz zu den Nordkontinenten schafft. Jedenfalls spricht ein ähnlicher Rhythmus in Südafrika, Südamerika, Indien, Australien und Antarktis für primäre Zusammenhänge zwischen den Gondwana-Kontinenten und für eine uralte Abtrennung von den Kernen der Nordhalbkugel.

Die Trennung zwischen Afrika und Indien wird im Perm bzw. Altmesozoikum angelegt und ist zu Beginn der Kreide vollendet; zwischen Australien und Indien mag auch schon im Perm eine Trennung bestanden haben, so daß der Tiefkraton des Indik altmesozoisch angelegt ist. Der Südatlantik ist jünger, da zwischen Südamerika und Afrika erst das Neokommeer eindringt. Diese Trennung erfolgt nicht durch schildförmige Wölbung, sondern durch Absinken von Grenzzonen (Tiefkratonen); nur der pazifische Saum in Südamerika und Australien ist ein Faltengürtel, dessen Bewegungsfolge nicht unbedingt den Nordkontinenten entspricht. Wiederum ist bezeichnend, daß die Kohlenbildung ein Maximum in der Permo-Trias hat, also auch von den Nordkontinenten abweicht.

Die Gruppierung und der Rhythmus der Hauptelemente erweisen eine polare Asymmetrie der Erde (KOSSMAT), die jedenfalls schon vorkambrisch, vielleicht bei der ersten Erstarrung angelegt wurde. Von den großen Depressionen zwischen den Kontinentalkernen haben die Tethys und der Pazifik eine gewisse Permanenz, wobei letzterer seinen Umfang ± beibehält, während die Tethys fortschreitend eingeengt wird und zum Teil verschwindet (Asien). Die anderen Trennungsfurchen haben in der Nordhalbkugel den Charakter wechselweiser Senkung (Dehnung) und Hebung (Stauung), wie die kaledonische und uralische Geosynklinale zeigen; auf der Südhalbkugel erscheinen solche Furchen erst im Mesozoikum und es besteht hier nur Senkung. Man kann auch sagen: in den Nordkontinenten besteht Anbau am äquatorialen Südsaum, Abbau und Anbau an meridionalen Grenzen; in den Südkontinenten ist vorwiegend Abbau an meridionalen Grenzen sichtbar.

Die polare Asymmetrie der Erde spricht für eine gewisse mechanische Selbständigkeit der Großelemente, was mit der Theorie einer einheitlichen Kontraktion der Erdrinde schwer vereinbar ist. Andererseits zeigt sich, wie S. 720 angedeutet, in äquatorialer Richtung eine gewisse Symmetrie der Anlage und der Bewegung (Symmetrieebenen: Atlantik, Uralik-Indik, Pazifik); polare Asymmetrie und äquatoriale Symmetrie ergeben also ein immerhin einheitliches, „quasihomogenes" Deformationsbild, mit Vorwiegen einer Bewegung nach dem heutigen Äquator (Polflucht). Ob es sich dabei um Einbruch von Brückenkontinenten zu Tiefkratonen oder um eine Drift sialischer Kontinentalschollen auf Sima-Unterlage (WEGENER) handelt, ist bisher durch das erdgeschichtliche Material nicht entschieden worden. Wohl sind Verschiebungen von Blöcken gegen die Mittelmeerzone oder den Pazifik wahrscheinlich oder sogar erwiesen, es braucht sich aber dabei nicht um eine freie Drift zu handeln; diese Verschiebungen könnten auch als „geschiente Bewegungen" (CLOOS) aufgefaßt werden, d. h. als Gleitung an vertikalen Trennungsfugen (Paraphoren v. SEIDLITZ). Das erwähnte quasihomogene Deformationsbild legt sogar diese Deutung nahe.

Bisher haben exterpolierende Betrachtungen, die von strukturellen Homologien, Faziesgleichheit und Faunenverwandtschaft zu beiden Seiten einer Trennungszone (Ozean) ausgingen, kein eindeutiges Ergebnis geliefert und deshalb erübrigt sich auch ein Eingehen auf Hypothesen, welche durch neue Befunde immer wieder überholt werden. Nur ein heute noch wenig entwickeltes Gebiet könnte zur Lösung der Frage nach den Kontinentalverschiebungen maßgebend beitragen — die Paläoklimatologie. Die Festlegung des Verlaufes früherer Klimazonen

könnte nämlich zur Entscheidung verhelfen, ob die Erdrinde als Ganzes oder in Teilen sich gegen das Koordinaten-Netz Pol—Äquator verschoben hat. Kurz soll daher noch auf diese Frage eingegangen werden.

5. Die Klimate der Vorzeit

Die Altklimakunde erstrebt vor allem die Beantwortung von drei Grundfragen: 1. Haben die klimatischen Verhältnisse der Erde als Ganzes gewechselt? 2. Haben die Klimazonen eine Änderung der geographischen Orientierung erfahren? 3. Haben sich einzelne Krustenteile aus einer Klimazone in eine andere verlagert? Es sind das also die Probleme: 1. der Änderung der Sonnenstrahlung und des Wärmehaushaltes der Erdoberfläche, 2. der Polverschiebungen, 3. der Kontinentalverschiebungen.

Die Ergebnisse sind, wie aus dem historischen Teil hervorgeht, noch keineswegs eindeutig; insbesondere ist eine mehr oder weniger erschöpfende klimatologische Betrachtung erst seit dem Oberdevon, d. h. seit dem Erscheinen der Landpflanzen möglich. Für die vorhergehende Zeit können wir lediglich eine schon seit dem Algonkium nachweisbare klimatische Differenzierung feststellen, die sich z. B. in den algonkischen, eokambrischen und frühdevonischen Eiszeitspuren kundgibt. Zu einer Ausscheidung von Klimagürteln reicht diese Feststellung nicht aus, da zu jenen Zeiten ein sicheres Merkmal zur Unterscheidung von Klimazonen fehlt. Man hat zwar den Eindruck, daß z. B. Kambrium und Unterdevon infolge Zurücktretens der Kalke im allgemeinen kühlere, Silur und höheres Devon mit bedeutender Kalkbildung wärmere Zeiten waren, doch sind auch diese Tatsachen nicht unbedingt eindeutig. Die vorkambrischen Vereisungen sind endlich so universell verbreitet, daß sich aus ihnen keine befriedigenden Angaben über Pol- und Äquatorlage konstruieren lassen, zumal die zeitliche Parallelisierung der weit getrennten Gebiete noch nicht möglich ist und anscheinend, z. B. in Südafrika, mehrere vorkambrische Vereisungen stattgefunden haben. Im allgemeinen scheinen sie sich allerdings auf zwei Perioden zu verteilen: eine ältere nachkarelidische und eine jüngere eokambrische.

Zu den drei Hauptfragen kann folgendes festgestellt werden:

1. Das vollkommene Fehlen von Vereisungsspuren und die Gleichartigkeit der Faziesverteilung während langer Abschnitte der Erdgeschichte führten Brooks und Kerner – Marilaun zu der Feststellung, daß auf der Gesamterde Zeiten ausgeglichenen Klimas mit kürzeren Zeiten scharf abgegrenzter Klimazonen gewechselt haben, was sich besonders in höheren Breiten geltend macht (eisfreies und glaziales Polarklima). Ein gewisser Zusammenhang mit den Zeiten intensiver Gebirgsbildung scheint zu bestehen, indem die Perioden scharfer Klimadifferenzierung unmittelbar an die wichtigsten gebirgsbildenden Zeiten anschließen (nachkarelidisch, nachkaledonisch, spätvariscisch, nachalpin). Am Ende der kimmerischen Tektogenese fehlt zwar eine sichere Vereisung, aber die fazielle Differenzierung im obersten Jura bzw. in der Unterkreide ist doch bemerkenswert. Um eine rein morphologische Tatsache kann es sich nicht handeln, da keine der Vereisungen der Vorzeit als Gebirgsvereisung anzusehen ist. Eine Deutung dieser „orogenetischen" Abhängigkeit des Klimas wäre nach A. Wagner vielleicht auf der Basis der Joly-Holmesschen Theorie möglich, nach der infolge des radioaktiven Zerfalles in der Erdrinde und infolge der geringen Wärmeleitfähigkeit der Gesteine Zeiten der Wärmespeicherung mit – kürzeren – Perioden der schnellen Wärmeabfuhr in den Weltenraum abwechseln. Ob es sich hierbei um

eine primäre Ursache handelt, oder ob dieser endogene Wärmehaushalt nur die Rolle eines zusätzlichen Faktors spielt, während die eigentliche Ursache in Schwankungen der Gesamtstrahlung der Sonne zu suchen wäre (HIMPEL, 1940 und 1947), ist noch durchaus ungeklärt. Das wurde schon bei der quartären Eiszeit (S. 685) erwähnt.

2. Polverschiebungen, d. h. Gesamtverschiebungen der Erdschale gegenüber dem geographischen Koordinatennetz sind zwar nicht bewiesen, aber doch recht wahrscheinlich. Dafür spricht nicht nur die Tatsache, daß in der Arktis mehrfach Spuren von Warmklima auftreten, und zwar auch in Zeiten älterer Klimadifferenzierung (z. B. Permokarbon), sondern noch mehr die Wahrscheinlichkeit, daß die Klimagürtel sich auf der Gesamterde mehrfach gleichsinnig verlagert haben. Nach KÖPPEN und WEGENER ist der Nordpol seit dem Karbon in einer Doppelschleife vom nördlichen Pazifik über das nördlichste Amerika und Nordgrönland zu seiner heutigen Lage gelangt, während der Südpol entsprechend aus dem südöstlichen Afrika in die heutige Antarktis wanderte. MILANKOWITSCH (1941) zeichnet dagegen eine einfachere Kurve der Polbahn (Abb. 241). Wenn auch manches bei diesen Darstellungen noch sehr problematisch und umstritten ist (z. B. die außerordentlich rasche Polwanderung im Tertiär bis Quartär), so ist doch eine Wanderung der Pole an sich wahrscheinlich.

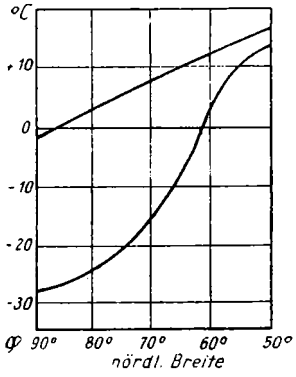


Abb. 240.

Die mittleren Jahrestemperaturen bei eisfreiem und glazialem Polarklima in verschiedenen Breiten zwischen 90° und 50° nach BROOKS und KERNER-MARILAUN.

Aus HIMPEL, 1940.

3. Das in Europa seit der Trias mehrfach feststellbare Pendeln zwischen warmhumidem und aridem Klima mit Verschiebung der Zonengrenzen in nordsüdlicher bis nordwest-südöstlicher Richtung könnte im Sinne von Differentialbewegungen aufgefaßt werden, im Gegensatz zur Klimaverschlechterung im Quartär, welche auf diese Weise kaum zu erklären ist. Wesentlich bedeutsamer sind die permokarbonischen Vereisungen in Südamerika, Südafrika, Indien und Australien, welche in ihrer heutigen gegenseitigen Lage unmöglich auf einen gemeinsamen Pol bezogen werden können. Wie man denselben auch legen wollte, stets würde einer dieser Punkte dann an den Äquator zu liegen kommen (s. S. 363). Daran ändert auch die Tatsache nichts, daß in Südamerika und Australien schon etwas ältere Vereisungen auftreten. Die Eiszeiten Südafrikas, Indiens und die jüngere Vereisung Australiens sind mehr oder weniger gleichzeitig und bei der heutigen geographischen Lage unerklärlich.

Diese Tatsache bildet nach wie vor eine starke Stütze für die Auffassung, daß der Gondwana-Kontinent nicht einfach einbrach, sondern daß seine Einzelstücke sich voneinander entfernt haben. Das setzt indessen nicht unbedingt ein freies Auseinanderdriften voraus (s. S. 364, 724), sondern wäre auch durch ein zentrifugales „geschientes" Gleiten der Teilschollen vom Pol nach dem Äquator zu erklären, woraus vielleicht auch die nach Süden zugespitzte Form der Südkontinente ihre Deutung finden würde.

6. Die Geschichte des Lebens

a) Die Pflanzen

Die marinen niederen Pflanzen, insbesondere Algen und Tang-Gewächse dürften die ältesten bekannten Lebewesen sein. Im Algonkium und Altpaläozoikum sind sie die Hauptlieferanten der Kohlenstoff-Speicherungen, z. B. in den vorkambrischen Schungit-Flözen Kareliens, in den Schwarzschiefern des Kambrosilurs und in dem ordovizischen Kukkersit. Auch später sind sie, besonders in den dunklen

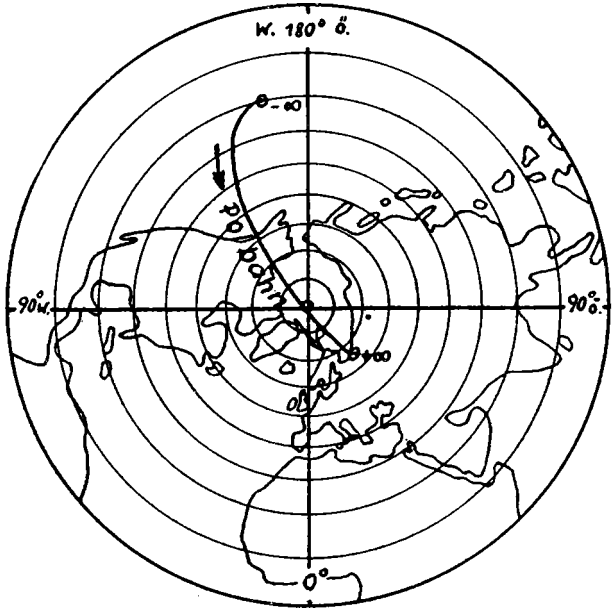


Abb. 241. Polverlagerungen im Känozoikum nach MILANKOWITSCH.

Schiefern (Kulm, Lias, borealer Jura und Unterkreide, Flysch) reichlich vertreten. Die Kalkalgen sind auch schon im Vorkambrium bekannt *(Collenia, Cryptozoon)*, die dazu gehörenden Schlauchalgen (Dasycladaceen) haben in der Trias und in der Kreide Höhepunkte der Entwicklung, besitzen spezialisierte, bald wieder aussterbende Formen und haben gelegentlich gesteinsbildende Bedeutung.

Die Landpflanzen erscheinen im Devon als wichtiger Markstein in der Entwicklung der Erde, da mit ihnen die Besiedlung des bis dahin wüsten Landes einsetzt. Ihr Erscheinen im Gefolge der kaledonischen Emersion ist gleichsam explosiv und führt am Ende des folgenden Großzyklus zu den gewaltigsten Kohlenspeicherungen der Erdgeschichte. Die Landpflanzen zeigen eine sehr klare Aufeinanderfolge im Auftreten der wichtigsten Gruppen und können zur Gliederung der Erdgeschichte

verwendet werden, wobei dann aber die Periodengrenzen gegenüber denen der Tierwelt vordatiert sind.

Die erste Gemeinschaft der Gefäßkryptogamen reicht vom Oberdevon bis ins Perm, zerfällt aber zeitlich und örtlich in mehrere Gruppen. Die erste *(Archaeocalamites, Cyclostigma-Lepidodendron,* cardiopteridische Farne) reicht vom Oberdevon bis zum Namur; die zweite (Sigillarien, Hauptblüte der übrigen Farne) ist vorwiegend westfalisch, die dritte mit besonderen Farntypen *(Callipterides)* und dem ersten Erscheinen der Gymnospermen *(Cordaites, Walchia)* ist stefanisch-unterpermisch. Etwas später, d. h. im tiefsten Perm, erscheint die in den Südkontinenten wurzelnde *Glossopteris*-Flora, welche bis Nordasien und Nordrußland vordringt, noch später die lokal beschränkte *Gigantopteris*-Flora Ostasiens (vgl. S. 303—304, 338).

Die zweite, mesozoische Gemeinschaft ist durch Vorherrschen der Gymnospermen gekennzeichnet. Von Schachtelhalmen sind nur Equiseten häufig, die Lycopodiales werden bedeutungslos, die Farne zeigen neue Typen von meist geringerem Größenwachstum. Unter den Gymnospermen sind die Cycadeen und Coniferen nunmehr vorherrschend. Diese Gemeinschaft beginnt schon im Perm (S. 304) und besitzt Höhepunkte im Jura und in der Unterkreide. Scharfe Grenzen innerhalb dieser Zeitspanne fehlen; im allgemeinen werden aber nach oben die Cycadeen seltener, während die höheren Coniferen in der Kreide zunehmen (S. 497, 561).

Die dritte Gemeinschaft beginnt in der Mittelkreide mit dem plötzlichen Auftreten der Angiospermen, unter denen die Mono- und Dicotyledonen annähernd gleichzeitig auf der ganzen Welt erscheinen. Die kretazische Untergruppe zeigt Unterschiede gegen die jüngere, tertiär-quartäre (S. 495, 561).

b) Die wirbellosen Tiere

Von den **Protozoen** sind die Radiolarien ein persistenter Stamm, welcher wahrscheinlich seit dem Präkambrium mit geringen Veränderungen bis heute weiterlebt; faziell ist er an tiefere Meereszonen gebunden.

Die Foraminiferen zeigen ein abweichendes Entwicklungsbild. Sie treten vor allem in flacheren Meeresregionen auf und sind daher faziell stärker bedingt und variabler. Die Entwicklung ist ausgesprochen periodisch mit Stadien, die sowohl durch das Material (Sandschale, Glasschale, Porzellanschale), als auch durch die Art der Kammeranordnung und der Verzierung bedingt sind. Auf dieser — gelegentlich beschleunigten — Mutation in der Zeit beruht ihre zeitweilig erhebliche stratigraphische Bedeutung. Dabei lassen sich nach WEDEKIND zwei Entwicklungszyklen mit teilweiser Typenwiederholung unterscheiden.[1])

Die erste Periode beginnt mit einer längeren Zeit langsamer Entwicklung, die bis in das Unterkarbon reicht. Der Stamm der Althelleniten entwickelt sich von Ketten- zu Schraubenkammerlingen. Im Oberkarbon wird die Mutation rasch, sowohl in bezug auf die Umwandlung der Gehäuseform (planospiral) als auch in bezug auf Größenwachstum und Häufigkeit. So werden die Fusuliniden zu gesteinsbildenden Leitformen des Jungpaläozoikums (S. 251, 304).

Die zweite Periode beginnt in der Trias. Die Helleniten entwickeln sich neu (Jung-Helleniten) mit ähnlicher Tendenz: nach einer längeren Periode langsamer Entwicklung (Trias-

[1]) BEURLEN bezweifelt im Anschluß an HARMS die Artkonstanz und Vererbungsfähigkeit bei den Foraminiferen und Einzellern überhaupt. Die neuerdings erwiesene große stratigraphische Bedeutung der Foraminiferen berechtigt aber kaum zu diesem Zweifel.

Jura) von Ketten- zu Schraubenkammern erscheinen in der Oberkreide und im Alttertiär riesige planospirale Ring- und Spiralkammerlinge (Nummuliten, Orbitoliten, Lepidocyclinen), die aber dann wieder an Zahl und Größe abnehmen. Das Tertiär ist also wieder eine Zeit explosiver Entfaltung und schneller Variabilität. Die beiden anderen Zweige (Nodosariten und Röhrlinge) zeigen im zweiten Zyklus auch eine schnelle Mutation und haben auch stratigraphische Bedeutung (S. 429, 477, 563).

Das plötzliche Auftauchen und Verschwinden der schnell mutierenden Riesenformen fällt in die Hauptzeiten der Bodenunruhe und der großen paläogeographischen Umgestaltung; die Ursachen dieser auffallenden Kongruenz sind noch nicht befriedigend geklärt.

Der Stamm der **Schwämme** besteht auch seit dem Vorkambrium *(Atikokania)*. Während die Kalkschwämme selten bleiben, zeigen die Kieselschwämme Höhepunkte der Entwicklung; sie sind vor allem an die Riffbildungen extrageosynklinaler Räume gebunden, wo sie vikariierend für Korallen auftreten. Das Optimum ihrer Verbreitung fällt in die Differentiationsphasen der epirogenetischen Großzyklen (Gotlandium, Oberjura und Oberkreide).

Die kalkschaligen **Coelenteraten** sind typische Begleiter der Differentiationsphasen der Großzyklen, treten aber überdies immer auf, wenn die Verhältnisse einer Riffbildung günstig sind. Sie sterben daher nicht aus, erleben aber mehrfach Zeiten erheblichen Rückganges und einer Umprägung der Organisation. Das gilt sowohl für die Hydrozoen, deren genetische Zusammenhänge allerdings noch unsicher sind (Stromatoporen des Silur-Devon, Ellipsactinien des Oberjura, Milleporen des Tertiärs), als auch besonders für die Anthozoen. Von den rätselhaften, kambrischen Archaeocyathiden (? Schwämme) abgesehen, zeigen die eigentlichen Korallen eine einmalige grundlegende Umprägung am Ende des Paläozoikums. Dabei besteht in beiden Hauptzeiten ein Konservativstamm (Tabulaten der Altzeit, Alcyonarien der Mittel- und Neuzeit) und ein Stamm mit starker Differenzierung (Tetrakorallen der Altzeit, Hexakorallen der Mittel- und Neuzeit). Innerhalb der Korallen sind nur die paläozoischen stratigraphisch wichtig.

Es ist anzunehmen, daß die kalkschaligen Anthozoen 2- bis 3mal neu aus skelettlosen Formen (? Actinien) entstanden, wobei das Auftauchen jeweils an Zeiten der Heraushebung von Kontinentalgebieten gebunden ist, welche die Möglichkeit zur Entstehung von Riffsäumen lieferte. Die paroxysmale Gebirgsbildung mit terrigener Schlammzufuhr in die Becken zerstört dagegen den Lebensraum und führt zu einer Reduktion der Stammreihen (Perm). Wenn ein vollkommenes Aussterben in kaledonischer, kimmerischer und alpidischer Zeit nicht stattfand, so mag das daran liegen, daß die tropische Zone, an welche die Korallen gebunden sind, in diesen Zeiten nicht vollkommen mit den orogenetischen Zonen zusammenfiel, so daß z. B. am Saume der Südkontinente Lebensmöglichkeiten übrigblieben. Die variscische Gebirgsbildung lag dagegen weitgehend im äquatorialen Gürtel, so daß durch Schwinden der jungpaläozoischen Tethys der Lebensraum der Tetrakorallen vernichtet wurde.

Die Tetrakorallen zeigen nach WEDEKIND drei Entwicklungsstufen: Einzoner (Ordovizium), Zweizoner (Gotlandium-Oberdevon), Dreizoner (Karbon-Perm). Diese Stufen gehen aber nicht unmittelbar auseinander hervor, sondern zerfallen in mehrere Stadien des An-, Um- und Abbaues der Skelettelemente, welche in den drei Stufen iterativ wiederkehren. Die

Dreizoner z. B. gehen nicht aus Zweizonern hervor; diese verschwinden vielmehr am Ende des Devon und die neue Entwicklung setzt an (? sekundär) vereinfachten Einzonern an. Es zerfällt daher jede der Hauptstufen in mehrere Unterperioden mit spezifischem Bautypus des Septalapparates und der Wand, was feinstratigraphisch von Bedeutung ist. Kennzeichnend ist dabei, daß der Übergang von Einzelformen zu Stöcken mehrfach stattfindet und das optimale Entfaltungsstadium bezeichnet. Wie bei den meisten Stämmen ist also die Entwicklung nicht geradlinig, sondern durch mehrfache Abspaltung von einer Konservativreihe gegeben, wobei die sich abtrennenden, schnell mutierenden, aber kurzlebigen Seitenzweige, welche faziell bedingt sind, die Leitformen liefern (S. 175 ff, 213 ff, 253 ff, 305).

Die chitinschaligen **Graptolithen,** deren systematische Stellung noch umstritten ist, haben eine eigenartige Bedeutung. Sie erscheinen in der Transgressionsphase des altpaläozoischen Zyklus und beginnen hier mit sessil-benthonischen Formen, um dann in rascher Mutation und explosiver Entfaltung zu pseudoplanktonischen und planktonischen Formen überzugehen, welche die Inundationsphase dieses Zyklus beherrschen; in der schwarzen Schieferfazies des Silurs sind sie oft das einzige Element. Sie dauern dann in der Zeit der Differenzierung der Meeresgründe an, aber verschwinden in der kaledonischen Emersionsphase fast vollständig. Sie stehen damit faziell und phasenmäßig im Gegensatz zu den sessil-benthonischen kalkschaligen Coelenteraten und liefern infolge schneller, deutlich gerichteter Mutation und Kurzlebigkeit ausgezeichnete Leitformen. Ihr fast restloses Verschwinden mag mit dem Auftreten reichlicheren Nektons (Fische, Cephalopoden, Hochseeschnecken) zusammenhängen, welches mit dieser flottierenden Welt des Altpaläozoikums aufräumte und damit auch den Faziesbereich der schwarzen Schiefer stark einengte (S. 139–141, 166–167).

Von den **Molluskoideen** zeigen die Bryozoen ein zweimaliges Aufblühen (Gotlandium-Devon und Kreide-Tertiär) und eine auffallende Lücke im Altmesozoikum; sie verhalten sich also ähnlich wie die Korallen. Wahrscheinlich entwickeln sich die rein paläozoischen Trepostomata und Cryptostomata unabhängig voneinander aus hornschaligen Primitivformen, von denen naturgemäß wenig erhalten ist. Ihr Auftreten ist vikariierend mit den Korallen, doch leben die einzelnen Reihen länger und verschwinden erst in den Emersionsphasen des variscischen und alpidischen Zyklus. Das dürfte mit ihrer geringeren Empfindlichkeit gegen Temperatureinflüsse zusammenhängen. Sie sind z. B. in den Restmeeren der variscischen und alpidischen Orogene gesteinsbildend angereichert (Zechstein Deutschlands und, in analoger Position, Jungtertiär des Karpathenvorlandes und des Pontus).

Die Brachiopoden sind die Zweischaler des Paläozoikums, welche am Ende desselben fortschreitend von den Muscheln verdrängt werden. Sie besitzen persistente Formenreihen (Linguliden, Rhynchonellen, Terebrateln im weiteren Sinne), welche durch die ganze nachkambrische Erdgeschichte mit geringen Veränderungen hindurchgehen; dabei ist der Individuenreichtum gelegentlich bis in die Neuzeit recht groß. Diese primitiven Typen bleiben gegenüber den Faziesänderungen recht widerständig. Der Lebensbereich der kalkschaligen Brachiopoden ist der Kalkschlamm der tieferen neritischen Zone, aus der sie gelegentlich in das Litoral oder in die Riff-Fazies der Schwellen mit bezeichnenden Anpassungserscheinungen einwandern *(Uncites,* permische Productiden). Da sie aber weniger anpassungsfähig sind als die Muscheln, erscheinen neben den Konservativformen, welche die Blütezeit um Formationen überleben (Spi-

riferinen des Altmesozoikums), schnell mutierende, aber auch schnell aussterbende Typen von stratigraphischem Leitwert. Im Anschluß an WEDEKIND kann die Entwicklung so dargestellt werden:

Die hornschaligen Brachiopoden erlangen schon im Kambrium (S. 117) ihren größten Formenreichtum, der aber dann, mit dem Auftreten der Kalkfazies, schlagartig zu Ende geht, so daß nur einige persistente Formen (Linguliden) übrigbleiben, welche in das seichte Litoral, zum Teil sogar ins Brackwasser, abwandern.

Die kalkschaligen Brachiopoden entfalten sich in der Transgressionsphase des Ordoviziums (S. 147). Ausgangsgruppe sind die Orthokraspedonten, insbesondere die Orthiden, welche im Silur-Devon herrschen (S. 173, 209—213); die dazu gehörigen Strophomeniden besitzen im Silur die größte Mannigfaltigkeit, gehen aber ins Perm hinauf; die verwandte Gruppe der Productiden beginnt im Oberdevon und wird im Karbon und Perm bestimmend, um am Schluß des Paläozoikums auszusterben (S. 255 ff, 307 ff).

Die Orthokraspedonten mit Armspirale entstehen im Gotlandium, sind im Devon infolge gerichteter Entwicklung leitend (Spiriferen), nehmen im Jungpaläozoikum ab und sterben im Lias aus (S. 219, 257, 309).

Die Sphenokraspedonten (mit von den Seiten schwindendem Schloßrand) wurzeln in *Clitambonites* des Ordoviziums.[1]) Die reich und schnell mutierenden Pentameriden haben im Gotlandium ihr Optimum und sterben im Devon aus. Die langlebigen Rhynchonellen beginnen im Gotlandium und werden, trotz geringer Formenmannigfaltigkeit, infolge ihres Individuenreichtums mehrfach bedeutsam (Oberdevon I, alpine Trias, Dogger usw.) (S. 173, 213, 375, 431).

Die Toxokraspedonten (mit von oben nach unten schwindendem Schloßrand) wurzeln in Orthiden und besitzen im Paläozoikum mehrere individuenreiche, aber langlebige, helicopegmate Gattungen *(Atrypa, Athyris, Merista);* nur *Retzia* geht in die Trias hinauf. Die ancylopegmaten Vertreter erscheinen im Devon, wo sie durch kurzlebige Charakterformen auffallen *(Rensselaria, Newberria, Stringocephalus),* während sie später häufig, aber recht indifferent sind (S. 213, 375, 431).

Es ist auffallend, daß viele Brachiopoden die Wendepunkte der Erdgeschichte überleben; trotzdem zeigt jede Ära ihr besonderes Bild: Paläozoikum – großer Formen- und Individuenreichtum; Mesozoikum – Formenarmut, aber Individuenreichtum; Känozoikum – Formen- und Individuenarmut. Die Tiefsee war ihnen unzugänglich, das Litoral wenig günstig; ihr eigentliches Habitat, die Schelfe mit mergeligen Sedimenten, hat aber allmählich eine erhebliche Einengung erfahren.

Unter den **Mollusken** zeigen die den Brachiopoden morphologisch ähnlichen Muscheln ein historisch gegensätzliches Verhalten: Formen- und Individuenarmut in der Altzeit, dann fortschreitende Steigerung der Mannigfaltigkeit und Menge bis zur Gegenwart. Der Ursprung liegt jedenfalls schon im Kambrium bei Formen mit undeutlichen Zähnen (Palaeoconcha). Im Silur sind schon die Anisomyaren und von den Isomyaren die Taxodonten, Heterodonten und Desmodonten vorhanden. Die weitere Entwicklung bringt eine zunehmende Differenzierung des Schlosses, der Schalenmorphologie und Skulptur. Dabei sind zwar gewisse Gruppen zeitweilig kennzeichnend und vorherrschend, z. B. die Schizodonten im Perm *(Schizodus),* in der Trias *(Myophoria),* im Jura *(Trigonia),* aber keine derselben ist zeitlich streng begrenzt, so daß

[1]) *Clitambonites* ist stammesgeschichtlich wichtig, da nach ÖPIK seine früheren Untergattungen auch in ausgewachsenem Zustande Merkmale zeigen, welche bei den späteren Clitamboniten nur im Jugendstadium auftreten. Dieser auch sonst häufige Befund ist nach BEURLEN ein gutes Beispiel für „ontogenetische Prolongation" (s. S. 744).

Formationsgrenzen mit Hilfe der Muscheln kaum scharf zu ziehen wären. Das ist keine Folge einfacher, monophyletischer Entwicklung, da spezialisierte Gruppen mehrfach iterativ von verschiedenen Stammtypen abzweigen dürften; man denke z. B. an die Süßwassermuscheln des Karbons, Wealdens und Tertiärs, oder an die Pachyodonten, welche mehrfach (Devon, Trias, Oberjura, Kreide) mit ähnlichen aber kurzlebigen Formen neu auftauchen (S. 209, 381, 433, 503). Es ist das vielmehr der Ausdruck für die große Anpassungsfähigkeit dieses eurythermen und euryhalinen Stammes, welche ihm den Vorsprung vor den Brachiopoden sichert. Während die letzten sessil-benthonisch bleiben, findet man bei den Muscheln sessile, kriechende, grabende und schwimmende Formen, und ihnen gelingt auch mehrfach der Übergang zum Süßwasser. Infolgedessen fanden die Muscheln eigentlich bei allen faziellen Konstellationen ein zusagendes Habitat, allerdings mit morphologisch kennzeichnenden Sondertypen. Man denke nur an die dickschaligen Austern der Transgressionsphasen, an die dünnschaligen Muscheln der Inundationszeiten, an die Pachyodontenriffe der Differentationsepochen, an die Brack- und Süßwasserformen der Regressionsphasen.

Für die Schnecken gilt ähnliches, indem auch sie infolge großer Anpassungsfähigkeit keine Beschränkung auf eine bestimmte Fazies und keine scharfen zeitlichen Schnitte kennen. Ihre Anpassungsfähigkeit ist teilweise sogar noch stärker, da ihnen sogar die Eroberung des Landes (Pulmonaten) gelingt; auch die enorme Wandlungsfähigkeit (Planorben, Paludinen), welche zwar nur lokal stratigraphisch wichtig ist, zeigt das.[1]) Andererseits bleiben sie vorherrschend der vagil-benthonischen Lebensweise treu, was die Besiedlungsmöglichkeiten einschränkt.

Sie beginnen spätestens im Kambrium mit mützenförmigen Typen oder gestreckten Röhrchen von planktonischer oder nektonischer Lebensweise (S. 117). Das und der gelegentliche Individuenreichtum gibt ihnen zuweilen die Bedeutung von Leitformen (Tentaculiten). Schon im Silur beginnt eine zuerst symmetrische Einrollung, die dann schrittweise zur Schneckenspirale überleitet *(Bellerophon,* Euomphaliden, Pleurotomarien). Damit ist der Übergang zum vagilen Benthos gegeben, dem sie nunmehr treu bleiben. Ihr Hauptgebiet wird das kalkige Habitat, wo sie vor allem die Kalkalgen- und Crinoiden-Rasen bevorzugen, aber mehrfach, in verschiedenen Reihen auch in die Riff-Fazies mit dickschaligen Formen eindringen *(Macrochilina, Nerinea, Actaeonella).* Seit dem Jura zeigen sie auch Anpassungen an die Schlammgründe (verbreiterte Außenlippe und Schutzanpassung gegen Einsinken — *Pterocera*). Ihr Hauptgebiet bleibt die flachneritische Zone bis zum Litoral, und daher sind sie auf Schwellen und in den Randschelfen besonders verbreitet. Da diese Fazies, je nach dem Charakter der Scholle, in verschiedenen Phasen der Großzyklen eintreten konnte, sind sie, trotz großer Variabilität, selten von leitender Bedeutung.

Die Cephalopoden zeigen insofern gegensätzliches Verhalten, als sie dem marinen Habitat treu bleiben und in der Lebensweise höchstens zwischen Nekton, Nekto-Benthos (am Boden schwimmend) und vagilem Benthos pendeln. Sie sind also vorwiegend pelagisch und meiden das Litoral und die Brandungszonen der Riffe und Schwellen. Da sie aber, bei großer horizontaler Verbreitung, eine zum Teil sehr rasche gesetzmäßige Mutation zeigen, werden sie zu den besten Leitfossilien, auf denen letzten Endes die Stratigraphie vom Devon bis zur Kreide beruht. Dabei verhalten sich die drei Hauptgruppen verschieden.

[1]) Die starke Wandlungsfähigkeit der Muscheln und Schnecken beruht nach BEURLEN auf ökologisch bedingten Modifikationen, die zunächst keinen Erbwert haben.

Die vermutlich dibranchiaten Belemniten treten erst in der Trias mit einer vom Mantel umwachsenen Schale hervor, deren Luftkammern gerade angereiht sind und in dem kompakten Rostrum enden *(Atractites, Aulacoceras)*. Es ist möglich, daß sie von *Orthoceras*-ähnlichen Vorfahren abstammen und daß die weitere Entwicklung durch eine fortschreitende Reduktion des gekammerten Schalenteiles ausgezeichnet ist. Die Ausbildung des schweren Rostrums als Gegengewicht zum Kopfabschnitt ist dann wohl als Anzeichen für eine Bevorzugung waagerechter Körperlage und damit für einen Übergang zum reinen Nekton zu werten. Während aber die spärlichen Triasformen an eine kalkige Fazies gebunden sind, erfolgt an der unteren Juragrenze, zugleich mit einer Umwandlung der Rostrum-Struktur, eine explosive Entfaltung und ein Übergreifen auf die tonige, ja zum Teil sogar sandige Fazies. Soweit man aus den indifferenten Rostren schließen kann, bilden die Jura- und Kreide-Formen eine kontinuierliche Reihe, deren Etappen allerdings eine erhebliche zeitliche und provinzielle Bedeutung haben *(Actinocamax, Belemnitella,* absolute Belemniten des borealen Malm und Neokom). Auffallend und noch nicht geklärt ist ihr restloses Verschwinden in der obersten Kreide, nachdem sie im Senon noch recht häufig waren. In Europa verlöschen sie im Maastricht, in der asiatischen Tethys erst im Dan. Im Alttertiär begegnet man nur Formen mit sich einkrümmenden Luftkammern und einem im Abbau befindlichen Rostrum; das Endstadium ist der kleine Enddorn im Schulp der heutigen Sepien. Ein direkter Übergang zwischen den Belemniten und dieser Gruppe ist aber nicht bekannt (S. 567).

Die Nautiloideen, welche in den an tonige Fazies gebundenen Volborthellen des Unterkambriums (S. 117) wurzeln dürften, erfahren mit dem Einsetzen der ordovizischen Transgression und der Kalkfazies eine explosive Entfaltung (Orthoceren). Es ist möglich, daß diese primitiven Formen einen noch wenig differenzierten Weichkörper besaßen und damit Stammformen aller späteren Cephalopoden, auch der Dibranchiaten, darstellen. Im Ordovizium sind meist gerade gestreckte Formen vorherrschend *(Endoceras, Actinoceras),* welche durch Verdickung und Verkalkung des Siphos den Auftrieb des Luftkammern zu neutralisieren scheinen. Im Gotlandium entwickeln sie, ebenfalls in der Kalkfazies, durch Einkrümmung und sonstige Modifikation der Schale und des Siphos eine große Mannigfaltigkeit. BEURLEN weist darauf hin, daß sich dabei teils kurzlebige Typen entwickeln (eurysiphonate Formen), teils solche, die zum Nekton übergehen und eine betonte Entwicklung des Luftkammersystems zeigen (planospirale Nautiloideen). Im Devon nimmt die Mannigfaltigkeit ab; nur die beiden Endstadien — der gerade *Orthoceras* und der planospirale *Nautilus* — leben weiter, der erste bis in die Trias, der letzte bis heute, verlieren aber ihre leitende Bedeutung. Der Entwicklungsrhythmus: Wandern mit der Transgression, schnelle Mutation in der Differentiationsphase, Rückzug in die Geosynklinale in der Regressionsphase, nimmt im Altpaläozoikum den Werdegang des Ammonitenstammes vorweg.

Die Ammonoideen gehen vermutlich auch aus Orthoceren hervor, durch Ausbau des Luftkammer-Apparates, also durch einen Übergang zum freien Nekton; ihre Entwicklung kann im Anschluß an WEDEKIND geschildert werden. Entscheidend ist die Gestaltung der Lobenlinie und die Ausbildung der Skulptur, während die Gehäuseform (hoch- und niedrigmündig, weit- und engnabelig) mehrfach von einem zu dem anderen Extrem pendelt. Man kann drei Entwicklungsperioden unterscheiden:

1. Die Ammoniten beginnen mit weitgenabelten niedrigmündigen Formen in der Transgressionszeit des tieferen Devons und zeigen dann bis zum Ende des Devons eine Verengung des Nabels, wobei scheibenförmige, gekielte und kugelige Formen abwechseln. Kennzeichnend ist die zunehmende Verfaltung erster Ordnung der Lobenlinie. Eine Skulptur fehlt. Am Ende des Oberdevons erscheinen dann die aberranten Clymenien mit internem Sipho, zum Teil deutlicher Skulptur und einer Lobenlinie, die zunächst primitiv ist, aber sich auch schnell verfaltet. Zu Beginn des Karbons ist diese Seitengruppe wieder verschwunden und die weitere Entwicklung setzt wohl an den

anderen devonischen Formen an *(Cheiloceras-Imitoceras).* Die karbonischen Formen bleiben vorwiegend glattschalig; ihre Lobenlinie erleidet nur eine schwache Komplikation. Im allgemeinen werden sie weitnabeliger, wobei man aber eine Reihe mit hochmündigen *(Prolecanitidae)* und eine mit niedrigmündigen *(Goniatitidae)* Formen unterscheidet. Beide dürften ins Perm fortsetzen, wo sie indessen engnabelig werden und eine grundlegende Umgestaltung durch Vermehrung der Suturelemente und zunehmende Zerschlitzung der Lobenlinie erfahren. Diese spezialisierten Formen mit makrophyller Lobenlinie sterben dann aus (S. 205 ff, 261 ff, 312 ff), bis auf *Phylloceras* (s. unten).

Die paläozoischen Ammoniten sind vorwiegend Bewohner des offenen tieferen Meeres, wo sie vor allem in der Fazies schwarzer Schiefer (Mitteldevon, Kulm) oder bunter Knollenkalke (Oberdevon, Perm) auftreten. Weder der devonische Flachschelf Osteuropas, noch der Kohlenkalk enthalten Goniatiten in nennenswerter Menge; in der oberkarbonischen Vorsenke treten sie, gleichsam als Relikte, in kleinwüchsiger Gestalt auf; im Perm ziehen sie sich vollkommen in die Geosynklinalen zurück.

2. Von der Geosynklinale, und zwar vom asiatischen Teil der Tethys, geht eine neue Entwicklung aus, die wieder an Primitivtypen ansetzt, welche im Oberperm erscheinen. Die Lobenlinie geht von dem Stadium basaler Lobenzackung (ceratitisch) zu dem einer totalen, nunmehr mikrophyllen Zerschlitzung über; vereinzelte Typen erreichen schon früh eine äußerste Komplikation *(Pinacoceras),* was übrigens auch für die Karbongoniatiten gilt *(Prodromites).* Die Skulptur zeigt nunmehr ein gesetzmäßig bei verschiedenen Gruppen einsetzendes Mutieren von glatten zu einfachrippigen, gabel- und spaltrippigen Formen, wobei aber gewisse Reihen die Primitivmerkmale beibehalten. Die Gehäuseform entwickelt sich im allgemeinen von weitgenabelten zu eng- bis ungenabelten Typen. Zum Schluß erscheinen abnorme schneckenförmig gewundene Formen. Die ganze Mannigfaltigkeit hört am Ende der Trias auf (S. 383 ff).

Zur Deutung dieses eigenartigen Verhaltens sei daran erinnert, daß die Triasammoniten vorwiegend in der mediterranen Geosynklinale und im arktischen Meer auftreten; die Verbindung beider liegt im Pazifik; in die Flachschelfe werden nur kurzlebige Ableger entsandt (Muschelkalk-Ceratiten). Die Fazies ist in der Tethys vorwiegend kalkig-mergelig, in der Arktis schieferig-tonig. Das arktische Habitat wird am Ende der Trias infolge weitgehender Regression vernichtet und das südostasiatische Entwicklungszentrum durch die dort bedeutende altkimmerische Faltung von der eurasiatischen Tethys abgeriegelt. In der letzten herrscht nun weitgehend die echte Geosynklinalfazies, welche den extrem spezialisierten Triasammoniten ungünstig war. Nach mißglückten Versuchen der Anpassung (Schneckenformen) starben sie daher aus, mit Ausnahme primitiverer Formen *(Phylloceras),* von denen einige durch Übergang zu mikrophyller Zerschlitzung zu den Jura-Ammoniten überleiten *(Lytoceras).*

3. Die Jura-Kreide-Ammoniten entsprechen einer einheitlichen Entwicklung. Kennzeichnend ist, daß sie nunmehr nicht auf die Geosynklinale beschränkt bleiben, sondern mit der einsetzenden Transgression in die Schelfe auswandern und dort sogar den Höhepunkt der Mannigfaltigkeit und des Individuenreichtums erlangen. Die Entwicklung zeigt dabei gleichsam eine Wiederholung derjenigen in der Trias (S. 434 ff. 504 ff). Die total zerschlitzte Lobenlinie erfährt zuerst eine weitere Komplikation durch Verfaltungen höherer Ordnung, zum Schluß aber einen Abbau bis zu ceratitischen

Typen. Die Berippung zeigt fortschreitende Komplikation (glatt, einfachrippig, sichelrippig, gabelrippig), in der Kreide aber auch einen Abbau. Auch die Gehäuseform erfährt in der Kreide einen „Abbau" zu schneckenförmigen, hakenförmigen oder sogar geraden Typen. Dieser Versuch, sich in der Kreidezeit einer veränderten Umwelt anzupassen, blieb indessen erfolglos, denn im Obersenon starb der ganze Stamm wie mit einem Schlage aus. Damit ist die schärfste, aber auch rätselhafteste Zeitmarke der Erdgeschichte gegeben. Wir wollen versuchen, der Frage an Hand der Faziesverhältnisse näherzutreten.

In der Tethys bevorzugen die „Neoammoniten" nach wie vor die Fazies bunter Knollenkalke. Die mit der Transgression in den Schelf auswandernden Formen finden ihr Optimum in der schieferigen Fazies (Lias, borealer Malm und Neokom). Sie passen sich aber bis zu gewissem Grade der kalkigen, ja sogar kalkoolithischen Fazies an, wobei der Fazies- und Phasenwechsel oft auch durch einen Formenwechsel gekennzeichnet ist. Die jungkimmerische Faltung brachte die erste Einbuße infolge der zunehmenden Differenzierung der weiten Flachschelfe. Weder das bewegte Flachneritikum, noch die Tiefsee waren für die Ammoniten mit ihrem gut „tarierten", hydrostatischen Apparat geeignet, da sie sich weitgehend dem am Boden schwimmenden „Nekto-Benthos" angepaßt hatten; Versuche zur Anpassung an das Benthos in der Schreibkreide und in den mit ihr verzahnten sandig-tonigen Bildungen *(Turrilites, Scaphites, Baculites)* führten zu keinem Dauerergebnis. Im Maastricht verschwand auch dieses Meer und die Geosynklinale des Tethys wurde grundlegend umgestaltet: die Flyschfazies, welche im Kulm den primitiven Goniatiten keine Hindernisse bot, war den extrem spezialisierten Kreideformen verderblich. Nach der Faltung bot der in schmale litorale Schelfgürtel und weitflächige Tiefsee-Gebiete gegliederte Meeresraum überhaupt keine zureichenden Bedingungen mehr und der Rückzug in die Tethys, welcher in den Regressionsphasen früherer Zyklen benützt wurde, war nun durch die alpidische Ausfaltung der Tethys vereitelt. Damit war der Untergang des Stammes besiegelt.

Die **Würmer** bilden einen schon im Kambrium weitgehend differenzierten Stamm und haben sich später nur wenig weiterentwickelt. Schlamm- und Sandwühler sind im Flachneritikum der Transgressionsphasen häufig. Kalkröhrenwürmer sind für die Kalkfazies verschiedener Phasen bezeichnend; auffallend ist ihr Reichtum im Jura.

Unter den **Gliederfüßlern** haben die schon im Unterkambrium hochdifferenzierten Trilobiten eine hervorragende Bedeutung. Sie liefern im Kambrium die wichtigsten Leitformen, allerdings mit deutlicher provinzieller Beschränkung, und zeigen deutliche Mutationsreihen innerhalb gewisser Grundtypen, welche ganz vorwiegend an die Fazies dunkler bituminöser Schiefer gebunden sind (S. 112 ff). Mit der ordovizischen Transgression ändern die Trilobiten ihr Habitat und werden nun vorwiegend zu Bewohnern des kalkig-sandigen Neritikums (S. 143 ff). Damit ändert sich auch der Grundtypus (Einrollungsvermögen, Augen). Die Differenzierung steigert sich bis zum Gotlandium unter Abtrennung hochspezialisierter, aber kurzlebiger Seitenzweige (S. 169). Dann nimmt die Formenfülle ab; einige persistente Reihen überleben die kaledonische Revolution (anscheinend unter Rückzug in die Geosynklinale) und liefern noch im Devon stratigraphisch brauchbare Mutationsreihen (S. 218). Später, im Jungpaläozoikum, erlöschen sie allmählich, im Gegensatz zu vielen anderen Stämmen. Dieses Erlöschen beruht wohl auf der wachsenden Konkurrenz anderer Stämme.

Die Merostomata, welche ebenfalls ins Präkambrium zurückreichen, erlangen eine Blüte in der Regressionsphase des Altpaläozoikums (Gigantostraken), wo sie für

die sandig-tonige Kontinentalfazies kennzeichnend werden; sie stellen damit wohl einen der frühesten Versuche zur Eroberung des Landes dar (S. 171). Die verwandten Limuliden erscheinen mehrfach in Regressionsphasen in den paralischen Gebieten oder am Litoral, ohne je eine größere Rolle zu spielen.

Die Entomostraken sind ebenfalls typisch für Regressions- und Emersionsphasen, wo sie sich in Wässern mit erhöhtem Salzgehalt (Restbecken) oder auch in der brackisch-limnischen Region anreichern. Am größten werden sie in den Rückzugsmeeren des Gotlandiums, aber der Individuenreichtum ist auch später (Karbon, Trias, Portland-Wealden) oft enorm.

Die Malakostraken haben in den Phyllocariden altpaläozoische Vorläufer. Die am höchsten entwickelten Dekapoden erscheinen aber erst später (Trias und Lias). Ihr Habitat sind vor allem Binnenbecken (Muschelkalk), Restbecken (Lagunen des Oberjura) und die flachneritischen Säume der Regressionsmeere (Maastricht-Dan).

Die **Echinodermen** zeigen auch eine deutliche Trennung in persistente und variable Stämme. Persistent sind die schon im Kambrium vorhandenen Holothurien, die weiterhin nur wenig mutieren, und in gewissem Sinne die Asterozoen. Diese gehen vermutlich auf Cystideen zurück, treten zum ersten Male im Devon (Schwarzschiefer-Fazies) in primitiven, kurzlebigen Typen häufiger auf und zeigen schon in der Trias die Teilung in Schlangen- und Seesterne. Diese Typen sind persistent und häufig an die tiefneritische Kalkfazies gebunden. Auch die übrigen Echinodermen dürften auf Cystideen zurückgehen, welche schon im Silur das Optimum ihrer Entwicklung erreichen, mit überwiegender Bindung an die Kalkfazies der Schelfmeere. Nach dem Gotlandium werden sie bedeutungslos, bis auf die vielleicht von ihnen abstammenden Blastoideen, welche lokal im Karbon und Perm eine größere Blüte erlangen. Die Abspaltung der beiden anderen Gruppen erfolgt sehr früh. Die Crinoiden (Seelilien) sind schon im Gotlandium reich entwickelt und überleben die Silur-Devongrenze ohne scharfe Einbuße. Ihr Lebensraum ist die flachneritische Fazies außerhalb des Litorals und die Schwellenfazies tieferer Meere. Auffallend ist ihr Reichtum im sandigen rheinischen Unterdevon. Die Obergrenze des Paläozoikums ist für sie insofern wichtig, als danach die Formen-Fülle abnimmt. Es bleiben im wesentlichen nur die Articulaten übrig; ihr Habitat – die Crinoiden-Rasen der Flachschelfe und Schwellen – bleibt grundsätzlich das gleiche, nur einige freiwerdende Formen gehen auch in andere Fazies über. In der Zeit der alpidischen Faltung ziehen sie sich *(Pentacrinus)* in das Bathyal zurück.

Der andere Unterstamm, die Seeigel, ist bis zum Karbon durch die Palechinoiden mit wechselnder Zahl von Plattenreihen vertreten; diese Formen sind selten. Im Karbon und Perm entsteht, nach BEURLEN in mehreren Stammreihen, die stabilisierte Form der regulären Seeigel, die aber erst in der Trias häufiger wird; sie bleibt, mit deutlicher Anpassung an Felsgrund und Kalkfazies, bis zur Gegenwart auffallend persistent. Die andere Reihe – die Irregulares – erscheint zum ersten Male in der Transgressionsphase des Doggers mit deutlicher, fortschreitender Anpassung an die mergeligen Schlammgründe, zum Teil auch an Sandfazies, aber nie an die bituminöse Schwarzschiefer-Entwicklung. Die Variabilität ist groß und kurzlebige Seitenzweige haben oft leitende Bedeutung. Die für andere Stämme wichtige Kreide-Tertiär-Grenze

spielt hier eine geringere Rolle. Das erinnert an die faziell mit ihnen oft verknüpften Korallen, denen sie aber durch Anpassung an den Schlammgrund und durch Eurythermie überlegen sind.

c) Die Wirbeltiere

Die Hauptstämme folgen einander in fortschreitender Organisationshöhe und lösen sich in der Vorherrschaft ab; sie erleben jeweils eine Zeit starker Differenzierung und Blüte, mit nachfolgendem Aussterben der spezialisierten Typen.

Am Beginn der Entwicklung stehen die **Fische,** deren Stamm wohl schon im Ordovizium auftritt. In der Rückzugsphase des Obergotlandiums herrschen noch die Agnathen (Fische ohne Unterkiefer und mit Saugmund), welche auch noch im marinen Unterdevon unselten sind (S. 178, 203). Die reichere Entwicklung setzt erst nach der kaledonischen Heraushebung des Nordkontinents ein, und zwar in seinen paralischen und limnischen Senken. Im untersten Devon, vielleicht schon früher, erscheinen neben den Agnathen die ersten Gnathostomen mit Hautskelett *(Antiarchi, Arthrodira),* welche im Mitteldevon den Höhepunkt der Entwicklung erreichen *(Coccosteus)* und die Vorläufer der Elasmobranchier *(Acanthodii).* Im Mitteldevon treten dann die Teleostomen auf, und zwar in den drei Unterklassen der Dipnoi, der Crossopterygier und der Actinopterygier (S. 203 ff). Während die Dipnoi einen persistenten Stamm darstellen, der, bei nicht allzugroßer Häufigkeit und Anpassung an Trockenzeiten, bis heute weiterlebt, haben die Crossopterygier ihre Hauptblütezeit im Devon und Karbon und verlöschen allmählich im älteren Mesozoikum. Die Actinopterygier treten seit dem Karbon in den Vordergrund; die zunehmende Verknöcherung des Innenskeletts liefert im Perm die Ordnung der Chondrostei, in der Trias die der Holostei, vom Jura an die sich dann im Tertiär stärker entfaltenden Teleostei.

Während dieser Hauptstamm ebenso wie die Elasmobranchier (Haie) dem Wasserleben treu bleibt und aus dem paralisch-limnischen Habitat zum Schluß in die pelagische Region zurückwandert, geht von den Crossopterygiern, vielleicht auch den Dipnoern, die Eroberung des Landes aus. Im wahren Sinne wurde diese erst nach dem Erscheinen der Pflanzenwelt möglich, da früher auch die lungenatmenden Formen an das Limnobios als Nahrung gebunden waren. Erst mit dem Erscheinen der oberdevonischen Pflanzenwelt wurden die Kontinente für Landtiere besiedelbar. So leitet die oberdevonische *Ichthyostega* Grönlands (S. 205) zu den

Amphibien über. Wenn also die Entstehung der Tetrapoden auch letzten Endes auf die kaledonische Landwerdung zurückgeht, so wurde doch die reiche Entfaltung erst möglich durch die günstigen Lebensverhältnisse in den vermoorten Senken und Sümpfen des Karbons. Dabei ist aber bemerkenswert, daß die Labyrinthodonten und andere ältere Amphibien (Stegocephalen) im Perm und in der Trias oft noch eine Anpassung an ein Trockenklima beibehalten; diese Reihe stirbt in der Trias aus (S. 265, 319, 387). Für die jüngeren Amphibien, von denen die Urodelen (Lurche) mit Sicherheit im Wealden (vielleicht schon im Karbon), die Anuren (Frösche) in der Trias erscheinen, gilt diese Anpassung nicht. Sie sind an eine Sumpffazies gebunden, bleiben aber meist selten und stratigraphisch bedeutungslos.

Die **Reptilien** unterscheiden sich im Karbon nur wenig von Amphibien, entwickeln aber verschiedene Anpassungsmöglichkeiten, die ihnen einen Vorsprung vor den Amphibien sichern. Eine Gruppe kehrt zum Wasserleben zurück (Mesosauriden des Perms) oder bleibt ihm von Anfang an treu *(Mixosaurus, Ichthyosaurus),* entwickelt eine vorzügliche Anpassung an das Nekton und stirbt am Ende der Kreide aus. Die andere Gruppe beginnt im Oberkarbon mit undifferenzierten, amphibienähnlichen Sumpfbewohnern, den Cotylosauriern, welche sich im Unterperm (Nordamerika) reicher entwickeln und in einem europäischen Zweig bis in die Trias fortleben; interessanter ist der südafrikanische Zweig *(Pareiasaurus* und andere), welcher anscheinend in gewisser Beziehung zum Erscheinen der *Glossopteris*-Flora steht und im Oberperm mit dieser sogar für kurze Zeit Nordeuropa erreicht (S. 333). Unmittelbar an diese primitiveren Gruppen scheinen die bis heute fortlebenden Schildkröten anzuschließen. Aus den Cotylosauriern gehen ferner schon zu Beginn des Perms die Theromorphen hervor, also die an schreitende Lebensweise angepaßten Formen. Unter ihnen treten die Diapsiden zunächst zurück, während die Synapsiden die Hauptmasse der permotriadischen Reptilien mit weitgehender Differenzierung liefern. Sowohl bei den europäisch-amerikanischen Pelycosauriern als auch bei den in Gondwana wurzelnden, im Oberperm aber auf die Nordkontinente übergreifenden Therapsiden (Dinocephalen, Dicynodonten, Theriodonten) findet sich eine Differenzierung des Gebisses (Raubformen und Pflanzenfresser), welche die Verhältnisse der späteren Säuger vorwegnimmt. Als besonders differenzierte, sekundär zum Wasserleben zurückkehrende Seitenzweige können die Placodontier (Trias) und die Sauropterygier gelten, welche in *Plesiosaurus* sogar noch die obere Kreidegrenze erreichen (S. 389, 447, 513). Diese marinen Formen sind aber die einzigen, welche die Triasgrenze überleben; der Hauptstamm der Theromorphen stellt eine Begleiterscheinung der Emersionsphase nach der variscischen Faltung dar und erlischt am Ende der Trias.

Die andere, von den Cotylosauriern abzweigende Gruppe (Sauromorpha, Diapsida) spaltet schon früh Zweige ab, die mit bezeichnender Körperumbildung bis zur Gegenwart durchlaufen (Eidechsen, Schlangen, Rhynchocephalen *[Hatteria],* in gewissem Sinne auch die Krokodilier). Dagegen blüht die Gruppe der Dinosaurier im weiteren Sinne seit der Obertrias rasch auf, verdrängt nach und nach die letzten Theromorphen und entwickelt sich im Jura und in der Kreide zu der Formfülle und gewaltigen Größe der Saurischier und Ornithischier (S. 390, 449, 513 ff). Beziehungen zu endogenen Vorgängen bestehen insofern, als die spätkimmerische Sumpfmoorphase einem Höhepunkt der Entwicklung entspricht und als die seit der Trias fortschreitende Zerlegung des Gondwanakontinents und die Einengung der Lebensräume die Differenzierung beschleunigt haben mag. Wichtiger dürfte eine grundlegende Änderung der Ernährung sein, infolge des Zurücktretens der Cryptogamen und Aufblühens der Gymnospermen. Daß dann die ganze hochspezialisierte Gemeinschaft am Ende der Kreide plötzlich verschwindet, fällt so deutlich mit der alpidischen Faltung und der alttertiären Landwerdung zusammen, daß es schwer fällt, an einen Zufall zu denken.

[1] Zweifellos sind die Ursachen komplexer Art. So mag der Wechsel der Ernährungsgrundlage durch die Entfaltung der Angiospermen seit der Mittelkreide eine Rolle beim Aussterben

der Reptilien und bei der vikariierenden Entfaltung der Säuger gespielt haben. Aber die durch die alpine Faltung geschaffene morphologische Differenzierung der Landoberfläche, insbesondere die Zerlegung in ein engmaschiges Mosaik faziell verschiedener Lebensräume war sicher ein wichtiges Moment, zumal die Faunen dadurch zum Teil in ein keineswegs günstiges Trockenklima gedrängt wurden (Nordamerika, Gobi; Saurier mit mumifizierter Haut). Auffallend ist der Parallelismus zu den Ammoniten, für welche die variscische und alpidische Gebirgsbildung, aber nicht die kimmerische entscheidend waren. Da letztere vorwiegend meridional, erste äquatorial gerichtet waren, kann man vermuten, daß die äquatorialen, den Klimazonen subparallelen Faltungszonen für die Beeinflussung der Lebensräume wichtiger waren.

Einen Versuch, sich vom Lebensraum unabhängig zu machen, stellen die Flugsaurier dar, welche im Jura zum ersten Male erscheinen, aber ebenfalls die obere Kreidegrenze nicht überdauern. Da sie sich über das Stadium des Flatterns und Segelns kaum erhoben und wohl ebenfalls an die mesozoische Nacktsamer-Flora angepaßt waren, gerieten sie ins Hintertreffen gegenüber den

Vögeln, welche sich nach dem ersten Auftreten im Malm nur langsam weiter entwickeln, in der Kreide mehrfach gleichsam „Fehlanpassungen" zeigen (Laufvögel), dann aber an der oberen Kreidegrenze die gleiche explosive Entwicklung erleben wie die Säugetiere (S. 449, 517).

Die Säugetiere erscheinen zum ersten Male in der Obertrias (Rhät) von Südafrika und Europa und stammen wohl unmittelbar von primitiven Theromorphen ab. Im ganzen folgenden Mesozoikum bleiben sie klein und wenig differenziert, obwohl anscheinend schon verschiedene Stammreihen vorhanden sind. Neben den rein mesozoischen Multituberculaten, Triconodonten, Symmetrodonten und Pantotherien (S. 390, 449) dürften in der Oberkreide Marsupialier, Monotremen und Insektivoren vertreten sein; letztere mögen den Ausgangspunkt der späteren Mannigfaltigkeit bilden. Vielleicht spielt beim ersten Erscheinen der Säuger die Nahrungsform insofern eine Rolle, als in der Trias die ersten blütentragenden Gymnospermen (Benettiteen) auftreten, welche als Nahrung für die sich neu entwickelnden Insekten in Frage kamen, auf deren Fang sich die ersten Warmblüter spezialisiert haben mögen. Wenn das auch nur eine schwer zu belegende Annahme ist, so ist ein Zusammenhang zwischen der explosiven Säugerentwicklung im Alttertiär und dem Aufblühen der Angiospermen recht wahrscheinlich.

Die verschlungenen Wege der ungeheuren Differenzierung der Säuger, welche zum dritten Male, aber auf viel vollkommenerer Basis, die Differenzierungstendenz der älteren tetrapoden Wirbeltiere wiederholen, wurden im Abschnitt über das Tertiär angedeutet. Da die alttertiären Umwälzungen des Erdreliefs das heutige Bild der Kontinente in großen Zügen schon festgelegt hatten, zeigt der Säugerstamm auch eine deutliche regionale und provinzielle Differenzierung, auf der weitgehend unsere Vorstellungen von den Beziehungen der Kontinente beruhen.

7. Tiergeographie der Vorzeit

Im Altpaläozoikum lassen sich nur Marinfaunen feststellen. Diese zeigen im Kambrium eine ziemlich scharfe Trennung in 4 Provinzen (atlantisch, pazifisch, mediterran, sinisch), die hauptsächlich auf Trilobiten beruht. Die fazielle Differenzierung, welche zuerst gering war (Schwarzschiefer und *Archaeocyathus*-Kalke), steigert sich bis zum Obergotlandium, wobei aber zugleich die provinzielle Gliederung immer undeutlicher wird; die gotlandischen

Faunen sind kosmopolitisch. Mit der kaledonischen Faltung setzt im Unterdevon wieder eine stärkere regionale Differenzierung ein. Zum mindesten lassen sich drei marine Reiche unterscheiden (rheinisch-hercynisch in Europa, Helderberg-Faunen Nordamerikas, Icla-Faunen der Südkontinente). Daneben erscheint auf dem Roten Kontinent der Nordhalbkugel die erste kontinentale Gemeinschaft der Agnathen, Placodermen und Gigantostraken, zu denen im höheren Devon die ersten Landpflanzen und die Crossopterygier treten; hier entstehen auch am Ende des Devons die Tetrapoden. Im Meere führt die devonische Transgression wieder zu einer Angleichung der einzelnen Faunenreiche; Hand in Hand damit geht wieder eine zunehmende fazielle Differenzierung, mithin auch eine Zunahme der Variabilität und der Anpassungstypen, die sich aber provinziell kaum gliedern lassen. Nur die schärfer betonte Trennung geosynklinaler und Schelf-Gemeinschaften (Cephalopoden-Tentaculiten einerseits, Brachiopoden-Schnecken-Korallen andererseits) verdient insofern hervorgehoben zu werden, als die bathyalen Faunen sich dann in der Regressionsphase des variscischen Zyklus in die Geosynklinale zurückziehen und dort weiter umbilden, während die spezialisierten Schelfgemeinschaften weitgehend verschwinden. Damit werden die Hauptmeere — Tethys und Pazifik — zu den Arterien, welche die Kontinuität des marinen Tierlebens sichern.

Auf dem Lande führt die Regressions- und Emersionsphase der variscischen Faltung zu einschneidenden Veränderungen. Auf den Nordkontinenten entfaltet sich im Karbon die Cryptogamenflora, und zugleich erscheinen hier die Stegocephalen, Cotylo- und Pelycosaurier. Dabei zeigen die Kerne von Laurentia und Europa nur geringe Verschiedenheiten und auch zum Angaraland bestehen Beziehungen. Die Südkontinente (Gondwana) werden anscheinend etwas später, in einer im einzelnen noch nicht geklärten Weise, besiedelt und stehen nun in deutlichem Gegensatz zum Norden: durch die Vereisung, durch das Auftauchen der *Glossopteris*-Flora und, anscheinend in engem Anschluß daran, durch die Entwicklung der ersten stärker differenzierten Tetrapoden-Gemeinschaft, welche vorübergehend im Oberperm auch in die Nordkontinente vordringt. v. HUENE denkt dabei an eine Verbindung über Spanien, doch war wohl auch eine solche im asiatischen Sektor möglich. Jedenfalls ist sie ein Zeugnis der Brückenbildung in Gefolgschaft der saalischen Phase. Demgegenüber ist der Zusammenhang der Gondwana-Teile untereinander recht eng.

Die marinen Faunen der Trias konzentrieren sich auf die Tethys und auf den Pazifik, wo im Zusammenhang mit der Bodenunruhe und mit dem engmaschigen Fazieswechsel eine sehr rasche Variabilität einsetzt, welche z. B. bei den Ammoniten dazu führt, daß in kurzer Zeitspanne eine Entwicklung durchlaufen wird, die später, in der Jura-Kreide-Zeit iterativ wiederholt wird. Die Möglichkeit dazu ist gegeben, weil die triadische Tethys noch keine durchgehenden bathyalen Verhältnisse aufwies, sondern große Areale mit Schelfcharakter umfaßte. Es scheint, daß diese Entwicklung am frühesten im asiatischen Sektor einsetzte und daß von hier einerseits die übrige Tethys, andererseits der arkto-pazifische Bereich besiedelt wurden. Beide weisen provinzielle Differenzierungen auf, welche aber weniger tiefgreifend sind, als man früher annahm. Die Faunen der extrageosynklinalen Binnenmeere waren nur Ableger von kurzer Existenzdauer.

Für die Vernichtung des ostasiatisch-pazifischen Entwicklungszentrums im Rhät war die altkimmerische Faltung wichtig. Im eurasiatischen Tethysbereich mag dagegen ein Übergang zum Bathyal und ein Verschwinden größerer Schelfpartien das Habitat zerstört haben. Jedenfalls setzt hier eine neue Entwicklungstendenz ein: in der Tethys verbleiben vor allem wenig differenzierte Formen *(Phylloceras, Lytoceras)*, während der Schwerpunkt der Entwicklung auf die in die Schelfmeere auswandernden Formen verlegt wird. Die hier einsetzende Mutation und Differenzierung scheint vorwiegend klimatisch-faziell bedingt zu sein (europäische, boreale, pazifische Fazies). Diese Entwicklung umfaßt noch die Unterkreide, in welcher als weiterer Typus die südliche Flachschelfgemeinschaft (Uitenhage-Formation) hinzutritt. In der Oberkreide wird das arktische Habitat durch Emersion zerstört. In den übrigen Gebieten führt die cenomane Transgression wieder zu einer Abschwächung der provinziellen Faunenunterschiede. Die Tethys wandelt sich nun auch um: die Schwellenfazies (Urgon, Rudistenriffe der Oberkreide) nimmt immer mehr zu, die letzten Reste der persistenten Ammoneenfaunen

mutieren schneller und unterliegen schließlich den veränderten Bedingungen. Am längsten halten sie sich noch in der indopazifischen Faunen-Gemeinschaft, zwischen den Bruchstücken des zerfallenden Gondwanas, bis die laramische Zeitwende dem mesozoischen Formenkreis endgültig ein Ziel setzt.

Auf den Kontinenten ist die Entwicklung einheitlicher. Die floristischen Unterschiede provinzieller Art bleiben bis in den Jura bestehen, werden aber später abgeschwächt. Bei den Landfaunen war das Eindringen der Theromorphen in die Nordkontinente nur kurzfristig; in der Trias werden sie durch die gewandteren und höher entwickelten Sauromorphen verdrängt. Diese übernehmen nun die Führung; über Landbrücken, welche vielleicht durch eine kimmerische Heraushebung zwischen Nord- und Südamerika geschaffen wurden, dringen sie in die Südkontinente vor und erreichen im obersten Jura Ostafrikas die gewaltigsten Dimensionen. Schon früher (Obertrias) entstanden hier die ersten Säugetiere, die zwar zunächst bedeutungslos bleiben, sich aber rasch auch in den Nordkontinenten einfinden. In der Kreide tritt an die Stelle des Größenwachstums eine Typendifferenzierung der Sauromorphen. Asien scheint in der Entwicklung nicht grundsätzlich abzuweichen. Scharfe Schnitte fehlen also im Mesozoikum, und die zu Beginn noch deutlichen Unterschiede weichen einer weitgehenden Angleichung, welche sogar die Südkontinente umfaßt. Die reichhaltigere Entwicklung besitzt allerdings nach dem heutigen Stande unseres Wissens Nordamerika, d. h. jenes Gebiet, wo sich peripazifische und perimediterrane Tendenzen kreuzen.

Die tertiäre Gliederung beruht auf der durch die alpidische Faltung geschaffenen Unterteilung und geht von den Verhältnissen des festen Landes aus, da die vorwiegend litoralflachneritischen Marinfaunen infolge sehr starker lokaler Differenzierung ein allzu buntes Mosaik liefern. Es fehlen die weltweiten nekto-benthonischen Gemeinschaften, da die großen Schelfflächen verschwunden sind und die Gliederung in Tiefsee und schmalen Litoralschelf den Austausch erschwert.

Auf dem Lande erfolgt eine Trennung in drei Reiche (nach ARLDT):

Die Paläogäa umfaßt drei Regionen: die australisch-ozeanische, neotopische (Südamerika) und madagassische. Trotz erheblicher Unterschiede haben diese Gebiete eine Parallelentwicklung, welche von der spätmesozoisch-frühtertiären Gemeinschaft ausgeht. Im Spätmesozoikum standen sie noch in Verbindung mit dem Norden, so daß meridionale Wanderungen möglich waren. Dann lösten sich nacheinander die Verbindungen Australien—Indien, Madagaskar—Indien, Südamerika—Nordamerika auf. Die äquatorialen Verbindungen der drei Gebiete scheinen länger angehalten zu haben.

Die Mesogäa umfaßt einen großen Teil Afrikas (äthiopische Region) und Indien. Neben alten Formen treten hier viele auf, die im Mitteltertiär aus dem Norden einwanderten und sich hier spezialisierten. Die Verbindung nach Norden war dadurch möglich, daß infolge der alpidischen Faltung diese Bereiche nicht durch ein Meer, sondern nur durch Gebirge und Wüstengürtel getrennt waren. Dagegen ist die Absonderung gegen die paläogäischen Unterglieder seit dem Mitteltertiär scharf.

Die Känogäa oder die holarktische Region umfaßt die drei alten Kontinentalkerne der Nordhalbkugel und die ihnen angegliederten Gebiete. Es ist das Gebiet der jungtertiärquartären Faunendifferenzierung, wobei die einzelnen Teile bis in die jüngste Zeit viel Gemeinsames beibehalten. Insbesondere der Austausch über eine Landbrücke im Gebiet des Beringmeeres dürfte lange angehalten haben. Seit dem Pliozän macht sich aber auch ein Austausch mit den südlichen Reichen bemerkbar.

Zusammenfassend kann man sagen, daß bei marinen Faunen in regionaler Hinsicht Zeiten der Differenzierung und Zeiten der Angleichung der faunistischen Provinzen abwechseln. Die ersten entsprechen den Regressions- und Emersionsphasen der Großzyklen, die zweiten den Transgressionsphasen. An die Angleichung schließt sich eine Zeit explosiver Entfaltung und artlicher Differenzierung an, wobei aber die neu entstehenden Gemeinschaften zunächst eng verzahnt bleiben; es ist die Zeit der Inundations- und Differentiationsphasen.

Bei den Landfaunen fehlt natürlich eine so enge Bindung an den epirogenetischen Rhythmus. Der Gegensatz zwischen den Nordkontinenten und Gondwana, zwischen Holarktis und

Paläogäa ist uralt. Mit gewisser Regelmäßigkeit wechseln äquatoriale und meridionale Wanderwege ab, wobei letztere aber nur kurzfristig benützt werden, wenn durch Gebirgsbildung in der Tethys diese trennende Furche verschwindet. Die Emersionsphasen sind also Wander- bzw. Mischungszeiten, die Transgressionsphasen leiten die neue Differenzierung ein. Der Grundcharakter kontinentaler Reiche ist persistenter, stellt aber ein kompliziertes Ergebnis geographischer, klimatischer und floristischer Gegebenheiten dar. Für Geobios und Halobios ist aber die Bedeutung der äquatorial verlaufenden geologischen Elemente größer als die der meridional angeordneten Einheiten.

8. Erdgeschichte und Entwicklungsgeschichte

Es ist eigentlich selbstverständlich, daß jede Erörterung über die Entwicklung des Lebens erst durch eine Nachprüfung an den Dokumenten der Vorzeit Beweiskraft erhält, sind doch die Veränderungen der Arten für eine experimentelle Nachprüfung der Deszendenztheorie zu langsam. Indessen schlugen die ersten Versuche einer deszendenztheoretischen Einordnung der biologischen Dokumente in die Zeitfolge fehl. Wohl konnte man frühzeitig ein Fortschreiten von primitiven zu immer komplizierteren und leistungsfähigeren Organisationstypen erkennen (z. B. Nacheinander-Erscheinen von Fischen, Amphibien, Reptilien, Säugern); wohl konnte man durch Aufsammlungen Schicht für Schicht und feinste variationsstatistische Untersuchungen bei Trilobiten, Schnecken, Ammoniten usw. eine gerichtete (orthogenetische) Abwandlung oder Umwandlung von Arten feststellen. Aber letzteres betraf immer nur kurze Zeitspannen und einzelne Merkmale. Es zeigte sich immer wieder, daß Stammreihen nach relativ kurzer Zeit abbrechen und durch einen neuen „Typus" ersetzt werden, welcher aus dem früheren, schon spezialisierten, nicht ohne weiteres ableitbar ist. Was man zuerst geneigt war, als Ahnenreihe anzusehen, erwies sich bei näherer Betrachtung als Anpassungsreihe (z. B. Anpassung der Brachiopoden und Muscheln an sessiles Benthos) oder Stufenreihe (z. B. Entwicklung der Pferde mit Reduktion der Phalangenzahl und Komplikation der Zähne). Auch bei einander nahestehenden Gruppen erwies sich die unmittelbare Abstammung meist als unbeweisbar und sogar als unwahrscheinlich, da die späteren Glieder in manchen Merkmalen oft sogar primitiver waren als die früheren (Spezialisations-Kreuzung). Es kam hinzu, daß viele Merkmale als eine Art „Zeitmode" erkannt wurden, die bei verschiedenen Stämmen gleichzeitig, aber unabhängig voneinander entsteht. Auch die ersten beiden Theorien der Umwandlung: Selektion (Darwinismus) und Vererbung erworbener Eigenschaften, d. h. formender Einfluß der Umwelt oder der Funktion der Organe (Lamarckismus) erwiesen sich als unzureichend oder irreführend. Das ergab sich besonders, nachdem man zwischen kleinsten fluktuierenden und nicht erblichen Veränderungen (Variationen und ökologisch bedingte Modifikationen) einerseits und sprunghaften erblichen Merkmalsänderungen (Mutationen) andererseits zu unterscheiden lernte.

Dieses Ergebnis führte sogar dazu, daß einige Forscher die Abstammungslehre direkt leugneten und jeden Typus sozusagen als primäre Gegebenheit betrachteten, die aus einem anderen Typus nicht ableitbar ist.

Was lehrt uns demgegenüber die Erdgeschichte? Die Betrachtung der einzelnen Tierstämme zeigt, daß jeder derselben zwei Typen der Entwicklung aufweist: einen

konservativen Typus, welcher durch mehrere Zeitalter oder durch die ganze Erdgeschichte hindurchgeht, seinem Habitat treu bleibt und einer Abstammungsdeutung keine Schwierigkeiten bereitet *(Lingula, Nautilus* usw.) und einen revolutionären (exzessiven) Typus, der zu bestimmten Zeiten eine explosive Entfaltung erfährt, viele Mutanten und eine ungeheure Anzahl von Individuen hervorbringt, die sich in deutlicher Anpassung an neue Habitate weiter entwickeln, dann aber degenerative Merkmale zeigen und oft ebenso plötzlich verschwinden, wie sie erschienen sind.[1]) Diese Entwicklung wiederholt sich oft mehrfach, mit Auftreten ähnlicher Formenreihen auf höherer Basis (Iterative Entwicklung). Man denke an das zweimalige Aufblühen der Foraminiferen, an die dreimalige Neuentwicklung der Ammoniten, an die dreimalige Neubildung der Tetrapoden. Es ist dabei auffallend, daß bei den marinen Tieren die persistenten Typen in einer bestimmten Umgebung wurzeln und in ihr verbleiben, und daß die Mutation und die Spezialisierung mit der Einwanderung in neue Lebensräume und mit der Differenzierung der Lebensbedingungen beginnen. Der Rhythmus der erdgeschichtlichen Großzyklen kann bis zu einem gewissen Grade in der Entwicklung der Tierwelt wiedererkannt werden, indem das Auftauchen neuer Typen oft in die Transgressionsphasen, die starke Differenzierung in die Inundations- und Differentationsphasen, die Degeneration und das Aussterben in die Regressions- und Emersionsphasen fallen. Das ergibt sich recht klar, wenn man eine epirogenetische Kurve der hier angenommenen Großzyklen in das von SCHINDEWOLF 1950 (S. 90) veröffentlichte Diagramm der Zeiten schneller Umbildung der Tierstämme und in das von NEWELL 1952 veröffentlichte Schaubild des Wechsels der Differenzierungsstärke bei den marinen Tieren einträgt (Symposium 1952, S. 384). Bei den Landtieren dürften nach dem Gesagten ähnliche, allerdings verwickelter gestaltete Beziehungen obwalten, für welche in erster Linie wohl die klimatischen Verhältnisse maßgebend sind (Wechselklima oder ausgeglichenes Klima). Man vergleiche dazu im gleichen „Symposium" 1952 den Beitrag von SIMPSON.

Das darf aber nicht in dem Sinne gedeutet werden, daß die lokalen Umweltbedingungen die Entstehung neuer Formen und Typen erzwangen. Vielmehr wurden aus der Fülle der Mutanten jeweils diejenigen begünstigt, welche in der betreffenden Phase die geeignetsten Bedingungen vorfanden, während alle anderen bald wieder verschwanden.[2]) Insofern ist es bemerkenswert, daß bestimmte Grundtypen in gewissen Phasen eine besonders reiche Entfaltung und Differenzierung finden, so das Nekton und vagile Benthos bei der Transgression, das sessile Benthos in der Differentationsphase, der Übergang zum Geobios in den Emersionszeiten. Nicht die unmittelbare Einwirkung der Umwelt, sondern die Entstehung neuer Habitate und die Mög-

---

[1]) Sehr klar und einleuchtend hat das WEDEKIND für verschiedene Stämme, insbesondere für Ammoniten, Foraminiferen, Korallen, Brachiopoden und Trilobiten belegt. Vgl. auch TERMIER, 1952. SIMPSON (1947) bezeichnet die normale Entwicklungsgeschwindigkeit als horotelisch, die verlangsamte als bradytelisch (Konservativ-Stämme), die beschleunigte als tachytelisch (Exzessiv-Reihen). Im wesentlichen entspricht das der alten Einteilung in Leit-, Dauer- und Faziesfossilien.

[2]) BEURLEN vertritt demgegenüber die Ansicht, daß nicht passive Auslese, sondern aktive Umbildung des Organismus das Gleichgewicht mit der Umgebung herstellt (s. unten).

lichkeit der Wanderung sind entscheidend. In umgekehrtem Sinne gilt das für das Aussterben.

SCHINDEWOLF hebt hervor, daß man bei der Typengestaltung zwei Phasen unterscheiden kann. Die erste, meist explosive Phase der Entstehung neuer Formen ist nicht zielstrebig und von den lokalen Bedingungen unabhängig. Allenfalls wäre an eine Erhöhung der Mutationsfähigkeit durch Faktoren zu denken, welche die Gesamterde betreffen (allgemeiner Klimawechsel, Änderung der Einstrahlung und der chemisch wirksamen Strahlung nach WILSER, Zusammensetzung der Atmosphäre). In der zweiten Phase ist die Entwicklung langsamer und vielfach orthogenetisch bzw. zielstrebig, mit deutlichen Anpassungstendenzen. Hier spielt jedenfalls die Selektion eine Rolle, wobei der Satz von R. GOLDSCHMIDT zu betonen ist, daß nicht formale Eigenschaften vererbt werden, sondern lediglich die Fähigkeit, auf bestimmte Reize in bestimmter Weise zu reagieren. Diese zweite Phase der Spezialisierung ist also aus der geologischen Entwicklung durch Zusammenwirken von Vererbung und Selektion erklärbar, betrifft aber nur kleine Veränderungen, d. h. nicht die Entstehung neuer Typen.

Die explosive Typenentstehung selbst fällt allerdings auch in bestimmte, geologisch gekennzeichnete Zeiten der Erdgeschichte, vor allem in die Zeiten, die an die großen äquatorialen Revolutionen anschließen (variscisch und alpin). Gegenüber der erwähnten Ansicht, daß diese Typen primäre Gegebenheiten sind, für die echte Stamm- und Übergangsformen fehlen, hat SCHINDEWOLF darauf hingewiesen, daß diese Übergänge und Stammformen nur deshalb zu fehlen s c h e i n e n, weil man stets nur ausgewachsene Individuen miteinander vergleicht. Das ist aber ein Trugschluß, denn jedes fertige Individuum ist nicht nur ein Ergebnis der entwickelten Erbanlagen, sondern auch der individuellen Anpassung an die Umwelt. Mit anderen Worten: die Fähigkeit, auf bestimmte Reize in bestimmter Weise zu reagieren, ist bei der ausgewachsenen Form ausgelöst; diese Form ist kein Kettenglied, sondern eine „Sackgasse". Vergleichbar sind also nicht die fertigen, individuellen Endformen, sondern nur die frühontogenetischen Stadien, die in der Tat, soweit nachprüfbar (Ammoniten und andere), vielfach deutliche Stammreihen und Übergangsformen erkennen lassen. Nur die in diesem Frühstadium der Entwicklung eintretenden Mutationen der Gene sind für die Typenbildung entscheidend und als Etappen der Stammesentwicklung anzusehen (Proterogenese); sie schaffen die Mannigfaltigkeit der Anlagen, aus denen sich das Weitere dann durch Anpassung und Selektion entwickelt. Diese Grundmutationen sind also nicht gerichtet und an sich von der Umwelt (Fazies) unabhängig, da jene höchstens den Anreiz zum Mutieren, aber keine orthogenetische Beeinflussung des Keimplasmas liefern kann. Für die Grundmutationen kann das sogenannte biogenetische Grundgesetz (Ontogenie als verkürzte Rekapitulation der Phylogenie) nicht angewandt werden, findet auch im paläontologischen Material keine vollgültige Bestätigung.

BEURLEN, welcher die entscheidende Rolle der Anpassung und Selektion bei der Artbildung leugnet und von dem Begriff der Ganzheit der organischen Struktur (DRIESCH) und von der Umwelttheorie (UEXKÜLL) ausgeht, unterscheidet auch scharf zwischen der Stammesgeschichte kleinerer systematischer Einheiten und der Entstehung der Typen. Für die Entwicklung kleiner Einheiten ist die Fähigkeit des Organismus zu aktiver Umkonstruktion (BOEKER) maßgebend. Die Stammreihen beginnen mit undifferenzierten, aber weitgehend, und zwar zunächst nicht erblich modifikationsfähigen Formen, bei denen der Artbegriff noch nicht vollkommen festgelegt ist. Indem der Organismus den Einwirkungen der Umwelt durch aktive Reaktionen begegnet, „das Gleichgewicht zur Umwelt" wieder herstellt, entstehen nach BEURLEN auf dem Wege über eine Verlängerung der Individualentwicklung (ontogenetische Prolongation) neue Merkmale, die dann in der Generationsfolge erblich festgelegt werden. Damit ist die Art fixiert und die Modifikationsfähigkeit des Organismus herabgesetzt. Da eine Umkehr nach allgemein geltendem Grundsatz nicht möglich ist, hat dieser Prozeß einen gerichteten (orthogenetischen) Charakter, womit aber nicht gesagt ist, daß er unbedingt zweckmäßig verläuft; im Gegenteil, die ontogenetische Prolongation und die abnehmende Modifikationsfähigkeit führen — auch das ist eine häufig bestätigte Regel — zu übersteigertem

Größenwachstum, zu einer Überspezialisierung und damit oft zu einem Aussterben der Reihe.

Während dieser orthogenetische Prozeß nur eine Umkonstruktion innerhalb eines bestimmten Typus darstellt, erfolgt nach BEURLEN — und damit begegnet sich sein Gedankengang mit dem SCHINDEWOLFs — die Typenbildung durch eine Abkürzung der Ontogenese, d. h. durch Umprägung in einem frühen Entwicklungsstadium. Eine Analogie zu dieser „Neomorphose" kann in der sogenannten Neotenie, dem Geschlechtsreif-Werden im Larvenstadium gesehen werden. Dieser Prozeß, der einer Neueroberung der Umgebung entspricht, stellt eine Neuprägung „unter Eingliederung vorhergehender Umwelterfahrungen" dar: „Durch den Dotterreichtum der Reptileier, der eine Metamorphose im Ei möglich macht, wird gewissermaßen die Wasserumgebung der Amphibienlarven in die Reptilorganisation eingegliedert und erreichen die Reptilien Unabhängigkeit von der Wassernähe. Durch die Warmblütigkeit und das Lebendiggebären bei den Säugetieren wird gewissermaßen die Sonnenwärme in die Organisation einbezogen und damit die Abhängigkeit von dem Klima bei den Reptilien überwunden."

Der stammesgeschichtliche Prozeß ist nach dieser Auffassung ein fortschreitendes Unabhängigwerden des Organismus von der Umgebung, sei es durch Erweiterung der Umwelt (Wirbellose), sei es durch „Eroberung der Umgebung" (Wirbeltiere), die damit zur U m w e l t wird. Darin zeigt sich der biologische Fortschritt (V. FRANZ), vor allem aber, wie BEURLEN betont, der historische Charakter der Abstammungslehre, die nicht durch Experimente, sondern durch Verfolgung der Stammesgeschichte zu deuten und zu beweisen ist. In dem Gesetz der Nichtumkehrbarkeit (Irreversibilität) der Entwicklung (DOLLO) findet dieser Charakter seine grundlegende Ausprägung. „Die Erdgeschichte, von hier aus gesehen, ist eine Geschichte der fortschreitenden Eroberung der irdischen Lebensräume durch das Leben" (BEURLEN). Ob man diesen naturwissenschaftlich kaum belegbaren Gedankengängen folgt, oder ob man an den überkommenen Vorstellungen der Anpassung und Selektion festhält, das Entscheidende für die erdgeschichtliche Betrachtung bleibt die Wechselwirkung zwischen dem Organismus und seiner Umgebung, die ja auch wandelbar ist und einem einmaligen historischen Werdegang unterliegt. Diese Beziehungen zwischen der iterativen Geschichte der anorganischen Welt innerer und äußerer Dynamik und der irreversiblen (orthogenetischen) biologischen Evolution stellt auch H. TERMIER an die Basis seiner großangelegten Synthese der Biosphäre (1952).

9. Schlußwort

Als Ergebnis der erdgeschichtlichen Synthese erkennen wir, neben der Möglichkeit einer Festlegung von historisch belegbaren Typen der Erdgestaltung (Blöcke, Schelfe, Geosynklinalen, Ozeane usw.), ein rhythmisches Geschehen, welches sowohl die anorganische als auch die organische Entwicklung beherrscht. Den Großzyklen der Sedimentation, der Epirogenese, der Gebirgsbildung stehen Zyklen der Entfaltung und des Aussterbens von Stammreihen der Lebewelt gegenüber. Allen gemeinsam ist die zunehmende Komplikation und Differenzierung; das gilt sowohl für die Gesteinsbildung und die Formen der Erdoberfläche als auch für die Mannigfaltigkeit der Tier- und Pflanzenwelt. Auch eine gewisse gegenseitige Bezogenheit der Rhythmen der

organischen und anorganischen Welt ist unverkennbar, darf aber nicht als sklavische Abhängigkeit angesehen werden, sondern eher als eine Unterordnung unter ein gemeinsames Prinzip. Das soll noch kurz erläutert werden. Die Großzyklen der Epirogenese zeigen eine Beschleunigung, wie folgende natürlich nur größenordnungsmäßig zu wertenden Zahlen zeigen (s. auch S. 715):

Altpaläozoischer Zyklus (Kambrium-Silur)	175—185	Millionen Jahre
Jungpaläozoischer Zyklus (Devon-Mittelperm)	115—125	Millionen Jahre
Altmesozoischer Zyklus (Mittelperm-Jura)	75—80	Millionen Jahre
Jungmesozoischer Zyklus (Kreide)	55—70	Millionen Jahre
Altkänozoischer Zyklus (Paläozän-Oligozän)	30—40	Millionen Jahre
Jungkänozoischer Zyklus . . . . . ?	20—25	Millionen Jahre

Eine Beschleunigung der Sedimentation ist dabei als Folge zunehmender Differenzierung und Verschärfung des Reliefs aufzufassen. Die scharfe Gliederung in Tiefsee und Hochgebirge scheint z. B. erst ein Ergebnis des alpidischen Großzyklus zu sein; die alten Gebirge waren flächenhaft größer, aber niedriger als die tertiären Gebirgsstränge, d. h. die junge Gebirgsbildung büßte das an Extensität ein, was sie an Intensität gewann.

Da die regressive Schlußphase jedes dieser Zyklen, wie gezeigt, mit einer intensiven Gebirgsbildung abschließt, würde sich für die Orogenesen der gleiche Rhythmus ergeben. Hier bedarf es aber einer schärferen Präzisierung: dieser Rhythmus darf nämlich nur in bezug auf die großen, weltumspannenden Perioden der Gebirgsbildung gefordert werden (kaledonisch, variscisch, kimmerisch, alpin), nicht aber in bezug auf die 30 bis 40 nachkambrischen Einzelphasen, welche, wie wir heute wissen, zum Teil regional bedingt sind. Ihre scheinbar zunehmende Häufigkeit kann zum Teil auf der besseren Durchforschung und größeren Dokumentenzahl der jüngeren Formationen beruhen.

Auch für die Hauptperioden der Gebirgsbildung ist die angeführte Beschleunigungs-Regel nicht durchweg anerkannt; so hat man z. B. für diese Zeiten einen gleichbleibenden Rhythmus von 180 bis 200 Millionen Jahren feststellen wollen. Das ist indessen nur bei Außerachtlassung der kimmerischen (nevadischen) Gebirgsbildung möglich, was aber meines Erachtens eine unzulässige Unterlassung darstellen würde. Zieht man die kimmerische Orogenese mit in Rechnung, so ist die Annahme einer Beschleunigung unabweisbar.

Wohl aber bestehen zwischen variscischer und alpidischer Gebirgsbildung einerseits, kaledonischer und kimmerischer andererseits gewisse Unterschiede: erstens sind die beiden ersten an die Mittelmeerzone geknüpft, die zweiten an außerhalb derselben liegende Räume (Nordkontinente, Pazifiksäume) gebunden; zweitens streichen die variscischen und alpidischen Gebirgszonen vorwiegend äquatorial, die anderen vorwiegend meridional; drittens dürfte die Gesamtintensität bei den ersten größer sein; viertens zeigen die ersten eine Zersplitterung in viele Phasen, die zweiten aber vor allem eine Hauptphase (jungkaledonisch, jungkimmerisch) mit einer Vorphase (altkaledonisch, altkimmerisch) und einer Nachphase (orkadisch, austrisch-subhercynisch), wobei die relative Intensität dieser Phasen wichtige örtliche Verschiedenheiten offenbart (z. B. Süd- und Nordkontinente, atlantischer und pazifischer Typus).

Wahrscheinlich wird sich dieser Rhythmus mit einem Alternieren von geosynklinalen, äquatorial gerichteten und extrageosynklinalen, ± meridional streichenden Faltungen auch weiter rückwärts verfolgen lassen. So trägt die assyntische Faltung (vor rund 550 Millionen

Jahren) anscheinend geosynklinalen Charakter; die karelidische Faltung (vor etwa 800 Millionen Jahren) streicht N-S bis NNW-SSO; die svekofennidische Faltung (vor etwa 1200 Millionen Jahren) hat wieder, wenigstens in Nordeuropa, O-W-Streichen. Für die beiden Erstgenannten ist am Schluß eine Vereisung nachgewiesen.

Diese Unterschiede sind wichtig, weil sie die Beziehungen zu anderen rhythmischen Erscheinungen klären helfen. So wurde z. B. S. 725 die „orogenetische Bezogenheit" des Klimas festgestellt, auf Grund eines Wechsels von langen Zeiten mit ausgeglichenem Klima und kurzen Episoden starker Klima-Differenzierung. Nun ist es bemerkenswert, daß diese Differenzierung in den variscischen und alpidischen Schlußphasen durch starke Vereisungen besonders hervorgehoben wird, während sie in kaledonischer und kimmerischer Zeit zwar faziell nachweisbar ist, aber nur schwächere oder überhaupt keine bisher bekannten Vereisungen aufweist.

Wenn man sich diese Unterschiede und ihre Auswirkung vergegenwärtigt, so ist es auch verständlich, daß die Beschleunigungsregel für die organische Welt nicht ohne weiteres Gültigkeit beanspruchen kann. Insbesondere z. B. zeigen die Wirbeltiere ungefähr gleich lange Zeiten der Entwicklung und des Niederganges von Stämmen in 80 bis 100 Millionen Jahren (ältere Fische Gotlandium-Unterkarbon, Theromorphen Unterkarbon-Mitteltrias, Sauromorphen Obertrias-Kreide, Säuger Tertiär). Es zeigt sich aber auch hier wieder, daß die variscische und alpidische Revolution entscheidendere Bedeutung für Aufblühen und Niedergang der Stämme haben, als die anderen. Die Beziehungen zwischen dem organischen und anorganischen Geschehen sind zwar, wie wir sahen, unleugbar, aber doch so komplex, daß man bei Herstellung von Querverbindungen vorsichtig sein muß, da uns noch bei weitem nicht alle Faktoren bekannt sind.

Zu einer zyklischen Wiederholung gleicher Phasen kommt neuerdings (1952) auch H. TERMIER, indem er einen regelmäßigen Wechsel „tethydischer" und „pazifischer" Transgressionen, denen vikariierend zirkumpazifische und tethydische Orogenesen entsprechen, annimmt. Zwischen diese Phasen schaltet sich noch eine arktische Transgression ein, welche vor allem durch einen verstärkten Faunenaustausch zwischen Tethys und Arktis gekennzeichnet ist. Die tethydischen Phasen sind durch Übergreifen warmer Faunen, die arktischen durch ausgeglichenere Klimaverhältnisse infolge von Konvektionsströmungen ausgezeichnet, die pazifischen Phasen zeigen einen scharfen Klimawechsel mit Vereisungen und ariden Zonen. Die Beweisführung ist in erster Linie paläontologisch und beruht auf einer eingehenden Analyse der erdgeschichtlichen Biotopenfolge und ihrer endogenen und exogenen geologischen Bedingtheit. TERMIER unterscheidet seit dem Kambrium eine neunmalige Wiederholung der erwähnten drei Stadien, die also mehr den Pulsationen, als den Großzyklen entsprechen würden. Indessen vermeidet er es überhaupt, von Rhythmen im Sinne regelmäßiger Zeitintervalle zu sprechen.

Die TERMIERsche Synthese weist zwar manches Gemeinsame mit der hier entwickelten großzyklischen Gliederung auf, weicht aber in Einzelheiten davon ab. Es scheint mir, daß die Differenzen vor allem darauf beruhen, daß TERMIER von der biologischen, der Verfasser aber von der anorganischen Geschichte ausgegangen ist, was im Hinblick auf die vorstehende Erörterung von Bedeutung ist. Eine Koordinierung beider Auffassungen dürfte durchaus möglich sein, erfordert aber noch eine eingehende Analyse.

Der Leitgedanke dieses Buches war es, zu zeigen, in welchem Maße die Erdgeschichte das Weltbild zu klären vermag und wo die Grenzen ihrer Erkenntnismöglichkeit liegen. Von Dokumenten der Gegenwart ausgehend, versucht sie die Dokumente der Vorzeit zu deuten und durch zeitliche Ordnung ein möglichst vollständiges Bild des anorganischen und organischen Werdeganges zu liefern. Dieses Bild ist kinematisch, d. h. es setzt keine Theorien über die zugrunde liegenden Kräfte voraus. Wenn wir auf Grund dieses Bildes einer einmaligen Entwicklung eine Synthese anstreben, d. h. nach Gesetzmäßigkeiten suchen, so kann die Erdgeschichte nur solche zeitlicher Art liefern, d. h. Periodizitäten oder Rhythmen aufzeigen. Jede Frage nach einer kausalen Verknüpfung liegt außerhalb der rein historischen geologischen Forschung und ist nur durch Zuhilfenahme anderer naturwissenschaftlicher Methoden zu beantworten.

Das gilt vor allem für die Frage nach dem Charakter der Erdrindenbewegungen und nach der ihnen zugrunde liegenden Kraft (einen guten Überblick findet man bei H. CLOOS, Einführung in die Geologie, 1936, S. 456 ff). Heute steht man im wesentlichen vor folgender Alternative: entweder können die einzelnen Teile der Erdrinde nur vertikale Bewegungen ausführen (fixistische Theorien), oder sie können sich auch horizontal verschieben (mobilistische Theorien, in extremster Form die WEGENERsche Kontinentaldrift-Theorie). Obwohl einige erdgeschichtliche Ergebnisse eher zugunsten einer gewissen horizontalen Beweglichkeit von Rindenteilen sprechen (z. B. Vereisungen im Perm, S. 363), so ist doch bisher ein vollgültiger erdgeschichtlicher Beweis für eine Kontinentaldrift nicht erbracht, ja vielleicht überhaupt nicht zu erbringen, da die meisten erdgeschichtlichen Ergebnisse im Hinblick auf die gestellte Alternative zweideutig sind: gleiche erdgeschichtliche Entwicklung z. B. ist kein Beweis für einen früheren Zusammenhang, Wanderwege mariner Faunen oder gleiche Landfaunen in weit entfernten Gebieten können sowohl durch Einbruch von Landbrücken, als durch Auseinanderdriften erklärt werden.

Eine andere Frage ist, ob die hier abgeleiteten Ergebnisse der Periodizität des Erdgeschehens und der Phasendivergenz einzelner Rindenteile nicht einen Weg zur Ergründung der Ursachen von Krustenbewegungen eröffnen. Mit der alten Schrumpfungstheorie der Erde sind sie schwer vereinbar. Es wurde aber schon bei Besprechung der klimatischen Veränderungen darauf hingewiesen (S. 686 und 725), daß sich in dem durch radioaktiven Zerfall der Materie beeinflußten Wärmehaushalt der Erde vielleicht ein Weg öffnet, um den Ursachen der Rindenbewegungen näherzukommen. Nach der von HOLMES modifizierten Theorie von JOLY kann der radioaktive Zerfall in der Kruste Wärmemengen erzeugen, die groß genug sind, um, bei der geringen Wärmeleitfähigkeit der Gesteine, im Laufe längerer Zeiten zu bedeutenden Aufschmelzungen in der Erdkruste zu führen. Die dadurch bedingten Störungen des thermischen und mechanischen Gleichgewichts (Konvektionsströmungen, Volumveränderungen und andere) führen zu Krustenbewegungen, die von Spaltenbildung und vulkanischen Prozessen begleitet sind. Dadurch wird aber eine beschleunigte Wärmeabfuhr an die Oberfläche und in den Weltenraum ermöglicht. Dadurch ließe sich vielleicht der Wechsel langer Ruhezeiten und episodischer Revolutionen ebenso wie der Wechsel ausgeglichenen und differenzierten Klimas erklären. Nach GRIGGS (1939) ist ein periodisches An- und Abschwellen thermischer subkrustaler Strömungen auch ohne radioaktive Wärmezufuhr wahrscheinlich.

Ob dieser Weg sich als gangbar erweisen wird, muß die Zukunft lehren. Die Erdgeschichte liefert nur das zeitlich geordnete Material, gleichsam das Protokoll für ein einmaliges Experiment, an dessen Gültigkeit die anderen Naturwissenschaften aber ebensowenig vorübergehen dürfen, wie andererseits die Erdgeschichte bei der Deutung der Dokumente die experimentell begründeten Grundgesetze der Mechanik, Chemie und Biologie nicht außer acht lassen darf.

XIX. SCHRIFTTUM ZUR SYNTHESE DER ERDGESCHICHTE

Die Synthese gründet sich auf die Gesamtheit des verarbeiteten Schrifttums über die vorhergehenden Abschnitte. Außerdem sei genannt:

a) Anorganische Geschichte

ARBENZ, P., Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. — Viertelj. nat. Ges. Zürich 64, 1919.

Atlantis-Heft. — Geol. Rundschau 30, Heft 1 bis 4, 1939.

BELOUSSOFF, W. W., Grundfragen der Geotektonik. — Moskau, 1954. (Während des Druckes erschienen.)

BORN, A., Über Werden und Zerfall von Kontinentalschollen. — Fortsch. Geol. u. Pal., 32, 1933.

BUBNOFF, S. v., Die Gliederung der Erdrinde. — Fortschr. Geol. u. Pal. 3, 1923.

—, Erdgeschichte und Bewegungsbild der Erde. — Zeitschr. ges. Naturw., 1936.

—, Gebirgsgrund und Grundgebirge. — Naturw., 25, 1937.

—, Kohlenbildung in Raum und Zeit. — Glückauf, 73, 1937.

—, Über die Gerüstbildung der Erdrinde. — Naturw., 26, 1938.

—, Gedanken zur Gestaltung der Erde. — Daselbst, 26, 1938.

—, Die Geschwindigkeit der Sedimentbildung und ihr endogener Antrieb. — Misc. acad. berolin. Berlin, 1950.

—, Grundprobleme der Geologie. — 3. Auflage, Berlin, 1954.

CLOOS, H., Zur Großtektonik Hochafrikas und seiner Umgebung. — Geol. R., 28, 1937.

FIEGE, K., Untersuchungen über zyklische Sedimentation geosynklinaler und epikontinentaler Räume. — Abh. preuß. Geol. L., 177, 1937.

—, Sedimentationszyklen und Epirogenese. — Z. D. G. G., 103, 1952 (1951).

FREBOLD, H., Die paläogeographische Anlage epirogener Bewegungen und ihre Bedeutung für die Stratigraphie. — Geol. Archiv, 1927.

FOURMARIER, P., Recherches complémentaires sur l'existence d'une règle de symétrie dans l'architecture de l'écorce terrestre. — C. R. 16. Intern. geol. Congr. Washington 1933 (1936).

—, La dérive des continents et la régle de symétrie. — Bull. ac. Sc. Belgique, V, 22, 1936.

GRABAU, A., Palaeozoic formations in the light of the Pulsation theory. Peking 1936 bis 1938.

GRIGGS, D., A theory of mountain Building. — Amer. Journ. of Science, 287, 1939.

HAUG, E., Les géosynclinaux et les aires continentales. — Bull. soc. géol. France, III, 28, 1900.

HIMPEL, K., Erdgeschichte und Kosmogenie. Leipzig 1940.

HOLMES, A., Radioaktivität und die thermische Geschichte der Erde. — Naturwissenschaften, Heft 4, 19, 1931.

JOLY, J., The surface history of the earth. Oxford 1925.

MOORE, C. R., Pennsylvanian cycles in northern midcontinent region. — Bull. Illinois geol. Survey, 60, 1931.

—, Pennsylvanian and permian rocks of Kansas. Tabellen 1934.

MUSCHKETOW, D., Regionale Geotektonik. Leningrad 1935.
SCHWARZBACH, M., Das Klima der Vorzeit. Stuttgart, 1950.
STILLE, H., Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin 1924.
—, Der Stammbaum der Gebirge und Vorländer. — C. R. XIV. intern. Geol. Kongr. Madrid 1926 (1929).
—, Zur Frage der Herkunft der Magmen. — Abh. preuß. Ak. d. W. 1939, Nr. 19.
—, Einführung in den Bau Amerikas. Berlin 1940.
TERMIER, H. u. G., Histoire géologique de la biosphère. Paris 1952.
—, La paléobiologie, fil conducteur de l'histoire de la terre. Revue scientifique, Paris, 1952.
WAGNER, A., Klimaänderungen und Klimaschwankungen. Braunschweig 1940.
WEGENER, A., Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. (5. Aufl.). Braunschweig 1936.

b) Organische Geschichte

ABEL, O., Paläobiologie und Stammesgeschichte. Jena 1929.
BEURLEN, K., Vergleichende Stammesgeschichte. — Fortschr. d. Geol. u. Paläont., 8, H. 26, 1930.
—, Das Gestaltungsproblem in der organischen Natur. — Zeitschr. gesam. Naturw., 1, 1936.
—, Die stammesgeschichtlichen Grundlagen der Abstammungslehre. Jena 1937.
—, Erd- und Lebensgeschichte. Leipzig 1939.
DACQUÉ, E., Organische Morphologie und Paläontologie. Berlin 1935.
DEECKE, W., Das Vikariieren der Organismen in der geologischen Vergangenheit. — Z. D. G. G., 78 a, 1926.
DEPÉRET, CH., Die Umbildung der Tierwelt. Stuttgart 1909.
GAUDRY, A., Les enchaînements du monde animal dans les temps géologiques. Paris 1878 bis 1890.
HENNIG, E., Organisches Werden, paläontologisch gesehen. — Paläont. Zeitschr. 23, 1944.
HUENE, Fr. von, Die Saurierwelt und ihre geschichtlichen Zusammenhänge. Jena, 1952.
JAEKEL, O., Funktion und Form in der organischen Entwicklung. — Paläont. Z., 4, 1922.
OSBORN, H. F., Ursprung und Entwicklung des Lebens. Stuttgart 1930.
POMPECKJ, J. F., Geologische Einflüsse auf die Geschichte des Lebens. — Sitz.-Ber. Preuß. Akad. d. Wiss., Berlin, 1920.
SCHINDEWOLF, O. H., Paläontologie, Entwicklungslehre und Genetik. Berlin 1936.
—, Der Zeitfaktor in Geologie und Paläontologie. Stuttgart, 1950.
SIMPSON, G. G., Tempo and Mode in Evolution. Columbia Univ. Press, New York, 1947, 12. Aufl. Deutsch: Zeitmaß im Ablauf der Evolution, Göttingen 1951.
Symposium: Distribution of evolutionary explosion in geologic time. — Insbesondere Beiträge von A. G. COOPER, R. C. MOORE, G. G. SIMPSON, N. D. NEWELL. Journal of Paleontology, Bd. 26, 3, 1952.
WEDEKIND, R., Umwelt, Anpassung und Beeinflussung, Systematik und Entwicklung im Lichte erdgeschichtlicher Überlieferung. — Sitzber. Ges. Beförd. Naturw. Marburg, 62, 1927.

SACHVERZEICHNIS

Die Bezeichnungen T. I. (usw.) beziehen sich auf die eingefügten Tabellen.

Aachener Sande 523
Aalénien 439, 453, 469, T. X
Abbauripper 435
Abbildungstektonik 705
absolute Zeitrechnung 55—58
Abyssikum (abyssische Region) 36, 39
Acadian 129
acadische Fazies 160
acadische Phase 242
acadische Stufe 112
Acadischer Trog 160
Acado-baltisches Reich 119, 120—130
Acheuléen 678
Ackerquarzit 271
Adafer Stufe 184, T. IV
Adelaide-Serie (Formation) 75, 77, 95, 98, 100
Adigrat-Schichten 482
Adnether Fazies 471, 484
Adnether Kalk 466, 474
Adorfer Kalk T. V
Adorfer Stufe 228, T. V
adriatisch-ionische Küstenzone 629
afrikanische Fazies (Cenoman) 532, 533, 535, 550
Aftonian 675
Agassizische Faltung 480, 486
Agenais-Molasse 608
Aino-Serie 542
Akiyoshi-Phase 419
akkordante Morphogenie 714
Akroorogenese 704
Aktschagyl-Stufe 607
Aktualismus (Aktualitätsprinzip) 4, 8, 695
Alaunschiefer 124, 134, T. IV, 271, 276,
Alb (-Stufe, Albien) 497, 517, 520, 526, 527, 528, 530, 531, 532, 537, 538, 539, 541, 543, 546, 547, 549, T. XI, 714, 721
Albedo 684
Alberta-Serie 129, 130, 134
Aleurite 18
algomische Faltung (Gebirgsbildung, Tektogenese) 91, 93, 98, 100
algonkischer Umbruch 100, 101
Algonkium 73, 86, 91, 99, 100, 101, 134, 702, 725, 727
Alleröd-Schwankung 662
Alluvium 646
Alpen-Gebirge 626—628
Alphitit 18
alpidische (alpine) Tektogenese (Gebirgsbildung, Orogenese) 101, 670, 706, 723, 729, 739, 746, 747
Altada 340
Altaiden 706, 718
Altdorfer Sandstein 598
Alter (als Formationsbegriff) 48
Alter der Ozeane 56
Altersformeln 57
alteuxinische Stufe 673
altkänozoischer Zyklus 714
altkimmerische Phase (Tektogenese, Faltung) 358, 420, 486, 718, 719, 721, 722, 723, 734, 740
altmesozoischer Zyklus 714
altpaläozoischer Zyklus 111, 714
Altrotsandstein s. Old red
Alt-Schwarzmeer-Stadium 673
Altterrassen 671
Alttertiär (Paläogen) 47, 580, 590—591, 597—600, 609 bis 611, 614, 615, 616, 620, 622, 623, 699, 703, 714, 722, 729, 733, 739
Alzeyer Meeressand 593
Ämalformation 82
Amarassi-Stufe (Schichten) 338, 345
Amb-Stufe (Gruppe) 336, 345
Ampelite von Brouille 276
Ampelite von Chokier 276
Amphoriden-Fazies 159
Amstélien 590
Anarcestes-Stufe 226, T. V
Anatexis 72
Ancylus-See 665, 666
Ancylus-Zeit 650, 669, 679
Andesit 162, 164, 189, 192, 220, 480, 537, 545, 588, 593, 604, 614, 615
Andreasteich-Quarzit 156
Angara-Flora 303, 339

Angara-Land (Kontinent) 94, 101, 135, 240, 339, 350, 362, 485, 718, 720, 740
Angara-Schichten 479
Angara-Schild 162, 705
Angaria 350
Angarische Subprovinz 301
Angers-Schiefer 159
Angoumien 522, T. XII
Angres-Kalk 185
anhydrische Periode 65
Anhydrit 19, 326, 328, 329, 396, 697
Anhydrit-Gruppe 396
Animikie-Serie 93
Anis s. anisische Stufe
anisische Stufe (Anis) 402, 406, 407, 408, 409, 410, 412, 413, 414, 415, T. VIII
anisische Transgression 721
Anjou-Phanite 185
Annandale-Konglomerat 344
Annot-Sandstein 598
Anpassung 744, 745
Anpassungsreihe 742
Anpassungstektonik 709
Antalo-Schichten 482
Anthrakolithikum 246
Anthrakonit 122
Anthrazit 287, 293, 294, 339, 361
Anthropogen 646
Antizyklonen 682
Anversien (Antwerpener Stufe) 589
Anwachsstreifung bei Ammoniten
— bikonvexe 206, 207
— konvexe 206, 207
— lineare 206, 207
— protracte 206, 207
Aon-Zone 406
Apennin 625
aphotische Region 32
Aphytikum 47
Appalachen 293, 359, 360
Appalachia 129, 359, 360
Appalachisches Becken 237
Appalachischer Trog 160, 164, 195, 238, 239
Apscheron-Stufe 607, 673
Apt (Aptien) 497, 518, 519, 520, 527, 528, 529, 530, 531, 532, 539, 541, 542, 543, 546, 549, T. XI, 721
Aptychen-Kalk 466, 467, 468, 470, 471, 484, 529, 530, 549
Aptychen-Schiefer 469
Aquilonien T. X
Aquitan (Stufe) 560, 585, 588, 593, 595, 596, 600, 601, 602, 604, 605, 608, 609, 610, 612, 613, 615, 714, T. XV
Aquitanisches Becken 607, 625
Ära 47
Aralokaspisches Becken 622, 673
araukanische Schichten 619
Arbuckle-Phase 295
Archaikum 73, 91
Archäophytikum 47
Archäozoikum 68 ff., 73, 74, 107
Archäozoisch-proterozoische Ära 66
Archelaus-Zone 406
Ardenneninsel 451
ardennische Phase 182, 185, 193, 197, 221, 715
Äregneis 195
Arenig 139, 143, 149, 153, 158, 160, T. III
Argilite 19
Argille scagliose 531, 535, 536
Argovien 462
argovische Fazies 459
Arietites-Stufe 451
Ariyalur-Gruppe 548
Arkose 18
arktische Transgression 747
— Zeit 647
Arlberg-Schichten 402, T. VIII
Armagnac-Molasse 608
Ärmelkanal 669
Armorika 451, 457
armorikanischer Bogen 352, 356
armorikanischer Sandstein 159, 160, T. III, 164
Arnager Grünsand 521
Arnager Kalk 521
Artinsk (Stufe) 290, 304, 305, 309, 313, 315, 319, 332, 333, 334, 335, 336, 337, 338, 340, 345, 358
Asaphiden-Serie 153, T. III
aschgraues Gestein 585
Aschien-Ton T. XIII
Aschile-Stufe 542
Äser s. Oser
Ashgill 141, 145, 147, 149, 150, 155, 156, 157, 158, 159, 160, 161, T. III, 164, 167
Asov-Podolisches Massiv 87
Assise d'Andenne 276
— d'Anzin 276
— de Bruay 277
— de Charleroi 276
— de Châtelet 276
— de Flénu 277
— de Flines 276
— de Vicoigne 276
assyntische Tektogenese (Phase, Faltung) 84, 86 98, 358, 718, 719, 746
Astartien 462
Asterien-Kalk 608
Asti-Stufe 560, 589, 600, 604, 612, 613, 621, T. XV
astrale Ära 61, 65
asturisch (Phase) 282, 285, 286, 287, 295, 352, 353, 356, 358, 721
atelische Stufe 673
Äthiopische Provinz 482, 484, 486
— Region 741
Atlantik 713, 722, 724
Atlantische Provinz 739
atlantische Sippe 164
atlantischer Typus 713
atlantischer Vulkanismus 705, 706, 707
atlantische Zeit (Periode) 647, 665
Atlas 625
Atmosphäre 64
Atomodesmen-Schichten 345
attische Phase 605, 624
Auernigg-Schichten 284, 334
Aufschmelzung 704

Aufschüttungslandschaft 714
Augitporphyrit 406
Aurignacien 678, 679
Außenmolasse 699
Außensenke (Vorsenke) 240, 272, 273—279, 325, 351, 361, 362
außensudetisches Becken 277
Austin-Stufe 544
Austral-Fauna 239
australische Provinz 650
— Region 741
australischer Schild 163
austrische Phase (Bewegungen, Faltung) 479, 527, 532, 535, 545, 549, 550, 628, 717, 719, 721, 723
Autun-Stufe (Autunien) 321, 324, 334
Auversien (Auvers-Stufe) 618, T. XIII, T. XIV
Avignon-Schlier 600
Aymestry-Kalk 181
Azilien 679
azoische Ära 47, 65

Bad lands 619
Badener Tegel 603, T. XV
Bagshot-Sand T. XIII
baikalisches Streichen 94
Bajocien 437, 439, 454, 464, 467, 470, 471, 472, 473, 477, 482, T. X
Baku-Schichten (Stufe) 607, 673
Bala 149
Balachany-Serie 606
Ballagan beds 269
Ballersbacher Kalk 226, T. V
Baltischer Eisstausee 657,663, 664
Baltischer Schild 78—84, 100, 135, 196, 198, 705, 706, 707, 712
Banatit 537
Bänderton (s. auch Warven) 103, 342, 658, 695, 701
Bannisdale-Schiefer T. IV
Barakar-Schichten 343
Bärensee-Zyklus 91, 99
Barnet 294
Barrême-Stufe (Barrémien) 519, 526, 527, 528, 530, 532, 539, 541, 546, 547, T. XI
Barren-Theorie 329
Barton (Stufe) 584, T. XIII, T. XIV
Basalt 162, 338, 339, 416, 464, 478, 487, 540, 541, 581, 593, 595, 596, 602, 610, 611, 616, 617, 620, 621, 623, 636, 655, 669
Basanit 669
Baschker Sandstein 537
baschkirische Zone 286, 287
basische Intrusionen 539, 542
basische Vulkanite 484, 487, 545, 707
Basleo-Stufe (Schichten) 338, 340, 345
Bathonien (Bath-Stufe) 437, 439, 454, 455, 463, 464, 470, 472, 478, 479, 482, 483, T. X
Bath-Stufe s. Bathonien
Bathyal 36, 38
Bauxit 19, 532, 551, 705
Bazas-Sand 608
Beauce-Kalk 585
Beaufort-Serie 341, 342
Beaumont-Horizont 397
Bedoulien 527
Beeckmanstown-Kalk 160, 161, T. III
Begräbnisraum 29
Belaja-Kalk 235
Belemniten-Schlachtfelder 445
Bellerophon-Kalk 311, 317, T. VIII
— Schichten 312, 335, 345
Belt-Formation 77, 98, 100, 134
Beltojotnium 100
beltotyp 93, 98, 100
Belt-Serie 75, 93, 101
Belt-Vorstoß 662
Belvedere-Schotter 603, T. XV
Bembridge-Schichten T. XIII
Benambra-Orogenese 193
Benthos 27, 28
— sessiles 743
— vagiles 743
Benton-Stufe 544
Bentonite 19
Berner Molasse 601
Bernstein 613
beskidische Flyschzone 628
Beta-Kalk 459
betische Kordillere 626
betische Vorsenke (Außensenke) 607, 608
Betschuana-Massiv 96
Bhaganvalla-Serie 132
Biancone 530, 531, 549
Big-Blue-Serie 340
Billinger Pforte 664
Biocoenose 29
biologische Grundlage 47
Biostratigraphie 3, 9, 48
Biostratonomie 6, 29
Biri-Kalk 97
Birken-Kiefer-Zeit 647
Birkhill-Stufe 179, T. IV
Birmensdorfer Schichten 459
Bischofit 330
Bissettkonglomerat 340
Bitauni-Stufe (Schichten): 338, 340, 345
Blackreef-Serie 96
Black-River-Kalk 161, T. III
Blancan-Fauna 618
Blanzy-Creuzot, Becken von — 282
Blasenschiefer 328
Blattspitzen-Kultur 679
blauer Ton 123
Blauschlamm 38
Bleiglanz 326
Blöcke 705, 706, 708, 709, 713, 720, 745
— zweiter Ordnung 706
Blocklehm 336
Bochumer Grünsand 521
böhmischer Block 101
böhmische Fazies des Devon 223
böhmische Masse 720
böhmisch-ardennische Insel 457
Bohnerz 592, 637
Bokkeveld-Serie 240

Bolus 19
Bononien 462
Borderlands 359, 711, 720
boreale Fazies 740
boreale Transgression (Quartär) 674
boreale Zeit (Periode) 647, 664
Borkholm-Stufe 184, T. IV
Bornholm-Granit 655
Boskowitzer Furche 322
bosnische Flyschzone 629
Bossekop-Serie 97
Bottenmeerporphyr 83
bottnische Formation (Serie) 74, 75, 76, 78/80, 99
Botucatu-Sandstein 417
Boury-les-Comptes (Sandstein) 185
Bowland-Gruppe 269
Bracheux-Mergel T. XIII
Bracheux-Sand T. XIII
Bracklesham-Sand T. XIII
Brackwasser 31
bradytelisch 743
Brandenburger Stadium 662
Branfield-Schiefer 188
Branik-Stufe T. V, 223
brasilianische Masse 97, 705
Braundünen 666
Brauneisen-Oolithe 606
Braunkohle 286, 330, 361, 410, 463, 532, 533, 544, 561, 571, 584, 586, 588, 589, 590, 591, 593, 595, 596, 603, 610, 611, 612, 616, 618, 619, 620, 621, 622, 623, 637
Breccie 17
Breitenbacher Schichten 281
bretonische Inundationsphase 717
bretonische Phase (Faltung, Tektogenese, Gebirgsbildung) 231, 271, 272, 352, 353, 354, 356, 358, 719, 723
Briançonnais 465, 466
Bridger Schichten 618
Brie-Horizont T. XIII, T. XIV
Brie-Kalk T. XIII
Briovérien 75, 87, 100, 125
Bröckelschiefer 391
Bronzezeit 680
Bruce-Serie 92
Bruchschill 20
Bryozoen 173
Bryozoenriffe 332, 565
Bučak-Stufe 591
Bucegi-Konglomerat 537
Buchensteiner Schichten 406, T. VIII
Buchen-Zeit 665
Büdesheimer Schichten 228, T. V
Budnany-Kalk 187, T. IV
Buglow-Schichten 605
Bühl-Stadium 672
Bukowka-Sandstein 156
bunodonter Zahntypus 572
bunte Ebbe-Schichten 221, T. V
Buntkupfererz 326
Buntsandstein 391—393, 394, T. VIII, 700
Burdigal (Stufe) 585, 588, 600, 601, 602, 603, 604, 605, 609, 611, 612, 613, 620, 714, T. XV.
Bureja-Schichten 233
Bürgenschichten 598
Burgess-Schiefer 115, 131, 134
Burgswik-Oolith T. IV
— — Sandstein 183, T. IV
Burindi-Gruppe (Serie) 296, 344
Burlington 294
Bushveld-Massiv 96
Butley-Crag 590, T. XV
Bylow T. V
Bylow-Dolomit 234
Bymark-Gruppe 152, T. III

Caerfai-Gruppe 120, 134
calcare ammonitico rosso 468, 484
Calceola-Stufe (Schichten) 226, 227, T. V
Callovien 437, 439, 452, 456, 464, 465, 467, 468, 470, 471, 472, 473, 476, 477, 478, 481, 482, 483, 485, 549, T. X, 702, 707, 714, 721.
Callovien Fauna 480
Campan 522, 523, 532, 533, 545, T. XII
Campignien 680
Campiler Schichten 405, 408, 414, T. VIII
Camptonit 406
Canadaway 239
Canadaway-Sandstein T. V
Canadian 161, T. III
Caney-Schiefer 293, 294
Caninia-Zone 269
Cannonball-Serie 545
Cañon-Kalk 285
Canyon-Gruppe 295
Capitan-Stufe (Schichten, Formation) 340, 341, 345
Caradoc 141, 145, 148, 149, 150, 151, 154, 155, 156, 157, 158, 159, 160, 161, T. III, 164, 167
Carbondale 295
Cardita-Schichten 403
Carinaten-Quader 525
Carnallit 330
Carniolas 401
Casanovian 238, T. V
Cascadia 130
Cassianer Schichten (Stufe) 406, 412, T. VIII
Castel Gomberto-Schichten T. XIV, 610
Cataract-Schiefer 188
Cathaysia-Becken 131
— Flora 339
— Subprovinz 301
Catskill 239, T. V
Cave-Sandstein 417, 420, 482
Cayugan 189, T. IV
Cenoman 495, 497, 501, 503, 517, 521, 524, 525, 528, 532, 533, 534, 535, 537, 538, 540, 541, 542, 543, 546, 547, 548, 549, 696, 702, 714, 721, 740, T. XII
Ceratitenschichten 396, T. VIII
Ceratopyge-Kalk 152, T. III
Ceratopyge-Schiefer 152
Cerithienkalk 595, T. XV

Cerithien-Schichten T. XV
Cervino 407
Chalk 495
Champlaining 161, T. III
Champlain-Überflutung 675, 687
Chansing-Kalk 345
Chari-Gruppe 483
Charkow-Stufe 591
Charnockit 87
Chasmops-Kalk 155, T. III
Chasmops-Serie 153, 154, T. III
Chazy-Kalk 161
Chazy-Stufe (Serie, Schichten) 161, 162, T. III, 164
Cheiloceras-Stufe 228, 239
Chelléen 678
Chelmer Schichten 278
Chemung 239, T. V
cheruskische Phase 242
Chester 294, 295
Chichibu-Trog 191
Chico-Serie 543
Chidamu-Schichten 474, 475
Chideru 305, 336, 337, 345
Chihsia-Stufe 338, 340, 345
Chikkim-Kalk 540
Chillesford Crag 647, 659
Chinitna-Formation 480
Chirotheriensandstein 391, 392
Chlynovsk-Stufe (Serie) 333, 345
Chorzower Schichten 394
chosarische Stufe 673
Choutang-Kalk 345
Chromerz 471
Chuanshan 338
Chuanshan-Kalk 345
Chuar-Formation 93
Chuos-Tillit 96
Chvalynische Stufe 673
Cimarron-Serie 340
cimbrisches Land 460, 518
Cincinnati-Achse 189
Cincinnatian 161, T. III
Cipitkalk 406
Cipollin 407
Cisco-Stufe (Gruppe) 295, 340, 345
clavirostrid 445
Clear Fork-Serie 340
Clinton-Gruppe 189, T. IV
Clymenienkalk 231
Clymenien-Stufe 228, T. V
Cobbleskill-Gruppe T. IV
Codden-Hill beds 270
Collingwood 161, T. III
Colonus-Schiefer 182, T. IV
Colorado-Serie 544
Comanche-Becken 543
Comanche-See 544
Condroz-Psammite T. V
Conewango T. V, 239
Congerien-Schichten (Stufe) 603, 604, 605, T. XV
Coniacien 522, T. XII
conirostrid 445
Coniston grit T. IV
Coniston Kalk T. III
Conneaut-Stufe 239, T. V
constrictus-Zone 523, 524
Coquimbo-Schichten 619
Coralline Crag 589, T. XV
Corbicula-Mergel T. XV
Corbicula-Schichten 595
Cordevol 406, T. VIII
Cordillerentrog 130
Cornbrash 455, T. X
Coronaten-Schichten 454, T. X
Cosina-Schichten 536, 610
couches rouges 533, 534, 535, 550, T. XII
Coutchiching 91, 99
Couvin-Stufe T. V
Cracovien 662
Croixian 129, 131, 134
Cro-Magnon-Rasse 679
Cromer Forest beds 660
cuboides-Stufe 229, T. V
cultrijugatus-Stufe 222, 225
Cussewago-Stufe 239, T. V
Cyclothemen 295, 339
Cynognathus-Zone 416
Cypridinenschiefer 228, 229, T. V
Cyrenenmergel 593, 595, 601, T. XV
Cyrtograptus-Schiefer 182, T. IV

Dachschiefer 272
Dachsteindolomit 404
Dachsteinkalk 404, 407, 409, T. VIII
Dachsteinkalk-Fazies 412
Dakota-Becken 544
Dakota-Zyklus 91, 99
Dalaporphyr 83, 655
Dalasandstein 83
Daleje-Schichten 227, T. V
Dal-Formation 82
Dalles nacrées 456
Dalmaniten-Schiefer 155, T. V
Dalradian 85, 194
Damara-Serie 96
Damuda-Serie (Gruppe) 336, 343, 417
Dan s. dänische Stufe
Danau-Formation 475
Danien s. dänische Stufe
dänische Stufe (Dan, Danien) 524, 532, 533, 535, 537, 538, 540, 545, 546, 549, 550, 584, 607, 609, 610, 611, 614, 616, 618, 619, 696, 707, 714, 733, 736, T. XII
Dankowo-Lebedjansk-Schichten T. V, 234
Daonellenkalk 409, 418
Dasberg-Stufe 228, T. V
Dauerfossilien 28
Daun-Stadium 672
Dauphiné-Fazies 466
Daz-Stufe 606, T. XV
Dazisches Becken 606, 622
Dazit 220, 537, 604, 609
Deckenschotter 669, 671
Deckterrassen 671
Deister-Phase 461, 486, 715
Dekkan-Plateau 614, 624, 705, 706
Desert-Sandstone 620
Des Moines-Serie 295
detraktive Sedimente 219, 240, 324, 699
Deville-Stufe 125
Devon 47, 202—245, 246, 247, 271, 321, 356, 696, 698, 699, 700, 703, 704, 707, 714, 719, 720, 721, 724, 725, 727, 728, 729, 730, 731, 732, 733, 734, 735, 736, 737, 740
Dharwar-System 95

Diabas 83, 93, 94, 127, 163, 164, 165, 187, 192, T. IV, 226, 227, 229, 230, 231, T. V, 242, 272, 284, 335, 338, 353, 401, 655, 699, 705
Diablerets-Schichten 598
Diagenese 5, 21, 22
diaphane Region 32
Diasteme 45
Diatomeen-Erde 585
— Schlamm 40
Diatomit 21
Dibunophyllum-Zone 269
Dicellograptus-Schiefer 154, T. III
Dictyonema-Schiefer 164, T. III
Didymograptus-Schiefer 154, T. III
Diestien T. XV
Differentiation 696, 714
Differentiationsphase 718, 729, 732, 733, 741, 743
Diktyogenese 52, 703, 704
Diluvium 646
Dinariden 612, 629
Diorit 604
Diplograptus-Schiefer T. IV
Diploporendolomit 409
diskordante Morphogenie 713
diskordante Paralleltextur 44
Diskordanz 45
disphotische Region 32
Dittonian 182, 185, 220, 221
Djadochta-Stufe 542
Djetis-Schichten 677
Dogger 446, 452, 463, 464, 465, 466, 467, 468, 469, 470, 471, 472, 473, 474, 475, 476, 477, 478, 479, 481, 482, 483, 484, 485, 486, 549, 696, 707, 714, 723, 731, 736
Döhlener Becken 322
Dolerit 416, 417, 541, 581
Dolerittuff 407
Dolgelly-Serie (Gruppe) 121, 134
Dolomit 19, 21, 329
Domanik-Schiefer 234
Domérien T. IX
Don-Schichten 675
Donau-Eiszeit 685
Donau-Schotter 671
Donez-Becken 360
Double-Mountain-Serie 340
Downton 181, 182, 185, 190, 191, T. IV, 221
Downton castle Sandstein 219
Drabov-Quarzit 156, 157
Drabov-Schichten T. III
Drakensberg-Serie 417
Drocourt-Grauwacke 185
Drumlin 658, 670
Drusberg-Mergel 528
Dryas-Flora 647
Dryas-Zeit 647
Dudai-Serie 476
Dünen 665, 667
Dunkard-Gruppe 294, 339
Durness-Kalk 149, 160
Dwyka-Serie 342
Dyas 47, 301—349

Eagle-Ford-Stufe 544
Ebbe-Schichten 221, T. V
Ebro-Becken 607, 608, 625
Ecca-Stufe (Serie, Schichten) 341, 343
Echinosphaeritenkalk 153, T. III
Ecksches Konglomerat 392
Eden-Schichten 161, T. III
Eem-Fauna 649
Eem-Fazies 660
Eem-Meer 687
Eem-Schichten 652
Effinger Mergel 459
Effusiva 289
Eggenburger Schichten 603, T. XV
Eggersen-Stadium 672
Eichen-Buchen-Zeit 647
Eifeler Fazies 230
Eifel-Stufe (s. auch Calceola-St.) 226, 227, 230, 233, 238, T. V
Eimbeckhäuser Plattenkalk 461
Einfachripper 435
Einkieselung 21
Eisenerz 16, 157, 159, 160, 227, 341, 462, 471, 518, 522, 526, 705
Eisengneis 82
Eisenoolith 38, 101, 223, 451, 453, 455, 456, 459, 460, 463, 466, 473, 598, 707
Eisisostasie 686, 687
Eiskeile 681
Eiszeit 646
Eke-Mergel 183, T. IV
Ekliptik-Schiefe 55, 682
Eklogit 64
Ekne-Gruppe 182
Ekne-Phase 152, 155, T. III, 193
Elbsandsteingebirge 525
Eleonore-Bay-Formation 97, 100, 195
Elezk-Schichten 234, T. V
Ellgotter-Schichten 530
Elliptocephala-Zone 129
Elster-Eiszeit 655, 660, 668, 685
embolomer 266
Emersion 52, 696, 715
Emersions-Phase 730, 738, 740, 741, 742, 743
Emine-Flych 599
Ems-Stufe 222, T. V
Emscher 495, 501, 522, 523, 532, 533, 535, 538, 541, 544, 546, 549, 550, T. XII
Endmoränen 657, 670, 671, 672
Engelsberger Schichten 229
Enochkin-Serie 479
Entrerios-Schichten 619
Entwicklungsgeschichte 742
Enville-Mergel 274
Enzesfelder Kalk 466
Eodiscus-Schichten 134
Eokambrium 97—98, 725
Eolithe 676
Eophyton-Sandstein 134
Eotrias 414
Eozän 559, 560, 561, 565, 584, 586, 591, 592, 595, 598, 599, 600, 603, 604, 607, 608, 609, 610, 611, 613, 614, 615, 616, 618, 619, 620, 621, 623, 637, 705, 714, 722

Epirogenese 3, 50, 51, 702, 704
Epizone 72
Epoche 48
Eppelsheimer Schotter 595
Erbsloch-Grauwacke 223, T. V
Erdalkalien 16
Erdbach-Breitscheid-Fauna 271
Erdöl 286, 362, 475, 536, 546, 595, 599, 604, 605, 606, 613, 615, 617, 623, 699
Eria 128, 129, 135, 350
erische Phase 182, 193, 224, 715
Erosionsdiskordanz 45
Eruptivgesteine 407, 479, 607
erythräischer Graben 613
erythräisch 96
erzgebirgische Phase 252, 282, 352
Erzgebirgs-Becken 281, 322
Erzhorizont 158, T. III
Es-Interglazial 655, 679
Esbjerg-Ton 660
Esino-Kalk 407, T. VIII
Esopus-Schiefer T. V
Esopus-Stufe 237
Esreschiefer 538
Essexit 325, 406, 595
Eßkohle 276
esterelische Phase 352
Etampes-Kalk T. XIII
Etroeungt T. V, 246, 269, 286
ertrunkenes Relief 714
Etschbucht 628
Euloma-Niobe-Fauna 143, 153, 164
eupelagische Sedimente (Bildungen) 36, 39
euramerische Flora 350
euramerische Subprovinz 301
eurasisch 720, 721, 722
europäische Fazies 740
Eurydesma-Fauna 363
euryhalin 31
Eurypterus-Schichten 184
eurytherm 32
Eustasie 686
eustatische Theorie 51, 702
Eutrophie 37
euxinisches Becken 606, 622
Evlanov-Schichten 234, T. V
exporrecta-Konglomerat 136
Externiden 194, 195, 711
extraglaziär 654
Exzentrizität der Erdbahn 55, 682
exzeptionalistisch 68
Exzessiv-Reihen 743
exzessiver Typus 743

Faluns 608
Faluns von Anjou 585, T. XV
— der Touraine 585
Famenne-Stufe 228, 234, T. V
Farlovian 220
Fars 615
Fassan (Stufe, Schichten) 406, T. VIII
Fazies 5, 25, 42
Faziesfossilien 5, 26
Fazieskorrelations-Regel 697
Felderbau 713
Felderteilung 706
Fellsandstein 269
Felsengebirgs-Zentrum (Vereisung) 675
Fennosarmatia 101, 128, 135, 240
Fennoskandia 78, 350, 485
Fépin-Konglomerat 185, 221, T. V
Fernie-Schiefer 479
Ferretisierung 657
Festiniog-Serie 121
Fettkohle 276
Feuerstein 21, 499, 521, 523, 524, 537, 538, 585
finales Stadium 713
Finiglazial 664
finiglaziale Zeit 663
fixistische Theorie 748
Flammenmergel 520
Flammkohle 277
flandrische Stufe 669
— Transgression 673
Fleckenmergel 466
Fleringer Schichten 226, T. V
Flint 21
Flinz 226
Florensprung 252
Flözleeres 276, 697
Flysch (Becken, Senke) 534, 536, 698
Flysch (Fazies) 408, 412, 418, 530, 531, 532, 536, 549, 550, 599, 600, 604, 608, 609, 610, 612, 614, 623, 625, 626, 627, 699, 700, 727, 735
Flysch-Phase 711
Flysch-Zone 529, 537
Fontainebleau-Sand 585
Foraminiferen 728—729
Foreland grits 225
Formacion petrolifera 417/18
Formation 47
Formationsgruppe 47
Fort Cassin T. III
Fort Cassin Beds 161
Fort Pierre-Stufe 545
Fort Union-Schichten 618
Fossley (Schiefer) 228
Frankenberger Kornähren 304
Frankfurter Stadium 662
Frankopodolische Masse 90
Frasne-Stufe 228, 233, T. V
Frauenbach-Serie 157, T. III
Friedecker Baculiten-Mergel 537
Fromelennes-Schiefer T. V
Fronsadais-Molasse 608
Frühmolassen 700
Fukoidensandstein 134
fusca-Ton 455
Fusulinenkalk 283, 284, 291, 292, 295, 296

Gabbro 195, 406, 712
Gabbrodiorite 353
Gabbro-Norit 88
Gabelripper 435, 437
Gainfahrner Mergel 603
Gaize 21, 456, 538
Gaizit 21
Gala (Stufe) 167, 179, T. IV, 188

Galeriten-Fazies 521
Gamachian 161, T. III
Ganister 273
Gansinger Dolomit 397
Gard-Becken 282
Gargasien 527
Garumnische Serie (Garumnium) 532, 608
Gasflammenkohlen-Gruppe 276
Gaskohlen-Gruppe 276
Gaspé-Kalk 237
Gaspé-Sandstein 238
Gâtinais-Molasse 585
Gattendorfia-Kalk 272
— Stufe 229
Gauderndorf-Sande 603, T. XV
Gault 497, 498, 520, 529, 530, 537, 547, 548, T. XI
Gdow-Schichten 98, 123, 134
Gedgravian 589
Gedinne-Stufe 182, 183, 185, 220, 221, 225, 230, 231, 235, T. V
Gefügeuntersuchungen 657
Gehrener Schichten 322
Geigenschiefer 271
Geiseltal-Fauna T. XIV
Gelbdünen 666
Gemsmättli-Schichten 528
Genesee 239, T. V
Genesee-Schiefer 238
Geobios 31, 743
Georgia-Formation 130
Georgische Serie (Stufe, Georgian) 112, 129
Geosynklinale 149, 151, 152, 418, 698, 699, 703, 705, 706, 708, 709, 710—712, 713, 714, 733, 734, 735, 740, 745
geosynklinale Phase 711
— Sedimentation 698, 700
germanotype Tektonik 709
Geschiebe 646, 655—657
Geschiebe-Mergel 655
Getisches Gebirge 628
getische Phase 530
Geyserit 21
Gezeiten-Theorie 61, 63
Gföhler Gneise 88
Gieumal-Sandstein 538, 540
giganteus-Ton 454
Giljak-Stufe 542
Gilliam-Schichten 340
Gips 190, 192, 233, 234, 285, 292, 295, 332, 333, 335, 340, 392, 397, 399, 400, 403, 407, 411, 414, 417, 460, 461, 473, 481, 482, 488, 527, 538, 539, 546, 604, 608, 609, 611, 612, 613, 614
Gipskeuper 397, T. VIII
Givet-Stufe 226, 227, 230, 233, 238, T. V
glacial control theory 686
Glanzschiefer 465, 466, 471, 534, 698, 710
Glaukonit 21, 38
Glaukonitkalk 153, T. III
Glaukonitsandstein 152, T. III
glazial 654
glaziär 654
Glimmersand (pliozän) 590, 660
Glint 100, 153, 705
Globigerinenschlamm 39
Glossopteris-Flora 297, 301, 341, 344, 352, 363
Glütsch-Eiszeit 672
Glypticus-Schichten 460
Godulasandstein 530
Gold 480, 487
Goldistaler Schichten 86, 87
Goldlauterer Schichten 322
Gondelsheimer Schichten 226, T. V
Gondwana-Flora 290, 303, 304, 344
— Formation 343, 417, 706
Gondwana-Land (Kontinent) 94, 95, 101, 135, 289, 296, 706, 713, 726, 738, 740, 741
Gondwana-Provinz 301
Goniatiten 271
Goniatites-Stufe 246
Gorazder Schichten 394
Gorge-Formation 130
gornyslasker s. außensudetisch
Gosau 504, T. XII, 723
— Becken 599
Gosau Fazies 532, 535, 536, 537, 538
Gotiden 83
gotiglazial 663
Gotlandium 166—201, 696, 700, 703, 707, 714, 718, 724, 729, 730, 733, 736, 739, 747
Gotokareliden 83, 99
Gowganda-Konglomerat 93
Grabau-Arbenzsche Regel 696, 699, 700
gracilis-Zone 406
Gräfentaler Schichten 158
Granit 353, 360, 406, 581, 617, 655
Granodiorit 479, 480, 487, 545, 547, 628, 635, 699, 712, 713
Granulaten-Senon 522, 523, 535
Granulit 81, 86, 88
Graphit 287, 339
Graptolithen 166—169
Graptolithenschiefer 154, 156, 160
Grätzer Konglomerate 272
grauer Salzton 326, 328, 330
Graupensand T. XV
Grauwacke 18, 699
Grauwackenzone (Ostalpen) 158, 187, 283
Gravesien-Schichten 461
Great Oolite 455
Green-Mountain-Störung 130
Greenbrier-Stufe 293, 294
Greenville-Serie 93
Greifensteiner Kalk 226, T. V
— Sandstein 534, 599
Grenzanhydrit 326
Grenzlandbänke 334, 345
Grès d'Annot 598
— d'Anor T. V
— à dragées 528
Grestener Fazies 469, 471
— Schichten 466, 469, 473
Greta-Coal-Flöze 344
Griffelschiefer 158, T. III
Grillenberger Schichten 281
Grimaldirasse 678
Grimmelfinger Graupensande 601

Grive-Saint-Alban-Fauna 600, T. XV
Grödener Schichten 335, 345
Grodischtscher Schiefer 530
Grönland-Block 350
Groenlandium 98
Großfaltung 703, 704
Großflutentheorie 329
Großzyklus 696, 702, 705, 706, 707, 714, 743, 745, 746, 747
Grunder Schichten 603, T. XV
Grundmoräne 655
grünes Gestein 530
grüne Laven 164
Grünschlamm 39
Gruontal-Konglomerat 598
Gschel-Stufe 257, 261, 286, 287, 292, 294, 340
Gschnitz-Stadium 672
Guaranitische Serie 619
Guelph-Dolomit 183, 189, T. IV
Günteröder Kalk 226, T. V
Günz-Eiszeit (Vereisung) 668, 670, 671, 673, 685
Günz-Interglazial 677
Guttensteiner Kalk 402, T. VIII

Habkernflysch 599
Halberstädter Stufe 678
Hälleflinta 79
Hallstätter Fazies 403, 408, 409, 410, 418
Hallstätter Kalk 409, 418
Halobios 31
Hamburger Gassande 587
Hamilton-Fauna 238
— Schichten T. V, 238
Hamra-Kalk 183
Hamstead-Schichten T. XIII
Handspitzen-Kultur 679
Hangenberg-Kalk T. V, 271
— Schiefer 271
Hangman grits 227
Hardeberga-Schichten 123
Harlech-Gruppe 120, 134
Hartsalz 330
Harzgeröder Schichten 186
Hasselfelder Schichten 186
Hastings-Sand 519
Haugsches Gesetz 702
Hauptanhydrit 326
Hauptbuntsandstein 392
Hauptdolomit 326, 328, 403, T. VIII
Hauptkonglomerat 392
Hauptquarzit 158, T. III
Hauptrogenstein 454, T. X
Hauptsalz 330
Hauptterrassen 668
Hauterive-Stufe (Hauterivien) 519, 520, 526, 528, 530, 538, 541, 546, T. XI
Headon-Hill-Sand T. XIII
Hecla-Hook-Formation 97
Heersumer Schichten 460
Heldburg-Stufe 397
Helderberg-Fazies 740
— Kalk 237
— Stufe T. IV, T. V
Hellikofener Mergel 526
helvetische Phase 624, 626
helvetische Stufe (Helvet) 585, 588, 600, 601, 602, 603, 604, 605, 608, 609, 611, 612, 613, 621, 714, T. XV
helvetische Zone 626, 627, 711
Hemberg-Stufe 228, T. V
hemipelagische Bildungen 36, 38
Hemmoorer Sande 588
— Stufe T. XV
Hemse-Gruppe 183, T. IV
Hercyniden 352
Herdorfer Schichten 221, T. V
Herouval-Sand T. XIII
Herscheider Schichten 156, 185
herzynische Fazies 221
herzynisch-böhmische Fazies 223, 230
Hess-Leonard-Formation 340
hessische Senke 592
heteromesisch 34
heteropisch 34
heterotopisch 34
Hettangien 436, T. IX
Heuscheuer 525
Hexenstein-Arkose 281
Hierges-Schichten T. V
Hierlatz-Fazies 471
— Kalk 466
Hieroglyphen-Sandstein 599
Hils-Phase 486, 518, 530, 550, 715
Hilstone 518
Himmelwitzer Diploporen-Dolomit 394
Hlubočep-Stufe 227, T. V
Hluboš-Konglomerat 134
Hobräcker Schichten 226, T. V
Hochkratone 713
Hochterrasse 669, 671
Hochwipfelschichten 284
Högklint-Kalk 183, 184, T. IV
Hoglandium 83
Hohenheimer Schichten T. V
Hohenhöfer Schichten 226
Hohenreiner Schichten 222
Höhenterrassen 668
Hohgantschichten 598
Hohlkiel 436, 437
Hokonui-Phase 539
Holozän 559, 646, 647, 663 bis 666, 687, 704
Holsteiner Gestein 588
homotax 34
Honseler Schichten 226, T. V
Hornstein 21, 40, 409, 471
— Formation 531
— Kalk 469
horotelische Entwicklung 743
Horsetown-Schichten 543
Hosselkus-Kalk 415
Hostim-Schiefer 227, 229, T. V
Höttinger Breccie 672
Houffalize-Schichten T. V
Hovin-Gruppe 152, T. III
Hühnerfährten 391
Hüinghäuser Schichten 185, 221
Humboldt-Kalk 415
Hundisburger Stufe 678
Hungerburg-Breccie 672
Hungersford-Schiefer 130
Hunsrückschiefer 222, T. V
Hupper-Erde 19, 592
Huron 92, 93, 101
Hu-to-Gruppe 95

Hyänenmarmor 466
Hydasp 402, 406
Hydrobien-Schichten 595, T. XV
Hydrosphäre 64
Hyperboräum 98

Ibbenbürener Schichten 277
Iberger Fazies 230
– Kalk 228, 229, 235, T. V
Iberische Masse (Massiv) 89, 100, 356, 399
Icenian 590, T. XV
Icla-Fauna 239, 240
– -Fazies 740
Ilfeld (Becken) 322
Ilionia-Stufe 184
– -Zone T. IV
Illinoian-Eiszeit 675
Illyr 402, 406, T. VIII
Ilfracombe-Schichten 229
Ilmen-Schichten 233
Ilseder Phase 522, 550
Inai-Serie 413
Indik 713, 724
indopazifische Fauna 547, 741
– Fazies 542, 543, 547, 548, 551
Infravalendis 486, 518, 520, 526, 528, 530, 538, 541, 546, 548, T. XI
inhomogener Schelf 709
initiale Phase 487
– Vulkanismus 698
Initialstadium 713
Innenmolasse 324, 700
Innensenken 220, 240, 267, 351, 361, 362, 709
innersudetisches Becken 281, 324
Iowan-Eiszeit 675
Insequenz 45
interglazial 654
interkrustal 4
Interniden 354, 712
Inundation 51, 696, 714
Inundationsphase 732, 741, 743
Iren Dabasu-Stufe 542
Irgina-Horizont 345
Irreversibilität der Entwicklung 745
Island-See 149
isomesisch 34
isopisch 34
Isostasie 51
Isotelus-Serie 155, T. III
isotopisch 34
Istebner Schichten 537
Itabirite 97
Itacolumy-Folge 97
iterative Entwicklung 743
Itfer-Schichten 154, T. III
Ithaka-Fazies 238
Ithaka-Oneonta-Sandstein T. V
Izumi-Phase 543

Jaani-Mergel T. IV
Jaani-Stufe 184, T. IV
Jamna-Sandstein 536
Jaroslavien 662
Jaspilit 21
Jaspis 21, 40, 152
jatulische Formation (Jatulikum) 75, 76, 81, 101
jaxartischer Typus 630, 719
Jen-shan-Faltung 486
Jewesche Schicht 154, T. III
Jince Schiefer 134
Jörden-Stufe 184, T. IV
jotnischer Sandstein 83, 103, 655, 700
Jotnium 714
jotnotyp 100
jungkaledonische Phase (Tektogenese) 197, 715, 718, 719, 721
jungkänozoischer Zyklus 714
jungkimmerische Tektogenese (Gebirgsbildung, Orogenese) 486, 487, 539, 715, 719, 721, 723
jungmesozoischer Zyklus 714
Jungpaläozoikum 350–366
jungpaläozoischer Zyklus 111, 714
Jungtertiär (Neogen) 47, 588–591, 600–607, 611 bis 613, 615, 637, 703, 730
Jura 47, 542, 543, 703, 705, 706, 720, 721, 722, 723, 725, 727, 729, 732, 733, 734, 736, 737, 738, 740, 741
Juresan-Horizont 345
– Kalk 235
jurensis-Mergel 452
Jutana-Serie 132
juvavische Decke 535

Kageröd-Formation 325
Kahleberg-Sandstein 223
Kaigas-Serie 96
Kainit 330
kalabrische Stufe 560, 590, 612, 671, 672, T. XV
Kaledoniden 359
Kaledonische Geosynklinale (Senke) 164, 179, 182, 220, 721
Kaledonische Kette 78
Kaledonische Revolution 735
Kaledonische Tektogenese (Faltung, Gebirgsbildung, Orogenese) 101, 111, 189, 193–198, 241, 242, 358, 706, 712, 719, 729, 746, 747
Kaledonische Zone 705
kalevische Formation 81
Kalisalze 19, 326, 328, 330, 332, 340, 595, 605, 608, 697
Kalk T. III
Kalk-Schiefer 467
Kambrium 47, 112–138, 696, 703, 705, 707, 714, 722, 723, 725, 727, 729, 731, 732, 735, 736
Kambrosilur 698, 700, 705, 710, 711
Kames 658
Kamyschin-Stufe 591
Kanada 350
Kanadischer Block 237
Kanadischer Schild 91, 101, 705, 707
Kanadisch-grönländischer Schild 100, 135, 196, 198
Kander-Eiszeit 672
Kanon der Strandverschiebungen 702
Känozoikum (Ära) 47
Kansan-Eiszeit 675
Kaolin 705
Kaolinit 16

Kaolinsande (pliozän) 590
Kap-Biot-Formation 414
Kapgranit 96
Kapiden 420
Karangat-Zeit 673
Karbon 47, 246—300, 336, 338, 343, 696, 697, 698, 721, 726, 729, 731, 732, 733, 736, 737, 738
Karbonate 16
Karchowitzer Schichten 394
Kareliden 82
Karelidische Tektogenese (Faltung) 98, 100, 747
Karelische Formation 81
Karhabari 343
Karinth s. karnische Stufe
Karneol 392
Karnikum 419, 723
karnische Schiefer 415
karnische Stufe 403, 407, 409, 410, 411, 412, 413, 414, 415, 417, 418, T. VIII
Karpathen 628
Karru-Becken 420
Karru-System 341, 342
Kaskadische Revolution 617
Kaspi-Becken 606
Kasseler Sand 588, 593
Kastilisches Becken 608
Kataklysmentheorie 8
Katanga-Zyklus 96
katarchäisch 78
Katazone 72
Katrol-Sandstein 483
Katt (kattische Stufe) 604, 623, 714, T. XIII, T. XIV
Katzhütter Schichten 86, 87
Kaugatoma-Zone 184, T. IV
Kaustobiolithe 22, 696, 705, 715, 722
Kazan-Stufe 307, 311, 312, 332, 333, 345
Kćira-Fauna 408
Keewatin 91, 99
Keewatin-Zentrum (Vereisung) 675
Kegelsche Schicht 154, T. III
Kelheimer Diceras-Kalk 459
Kelloway-Sandstein 456
— Ton 456
Kellwasserkalk 228, T. V
Keokuk 294
Keratophyr 165, 222, 226, T. V
Kerteminde-Mergel 585
Keuper 396—398, T. VIII
Keweenawan 93, 98, 103
Kheis-Swaziland-Gruppe 96, 99
Khussak-Serie 131
Kieselgur 21, 647
Kieselkalk 471
Kieseloolith-Schotter 590, 668
Kieselsäure 16
Kieselschiefer 19, 149, T. IV, 235, 699
Kieselsinter 21
Kieserit 326, 330
Kieslingswalder Sandstein 526
— Ton 526
Kiev-Stufe 591
Killarney-Granite 93
Kimmeridge 439, 441, 443, 459, 460, 461, 462, 464, 466, 467, 468, 470, 471, 472, 473, 474, 476, 477, 478, 479, 480, 481, 482, 483, 486, T. X, 707, 714
Kimmeridge clay 461
kimmerische Tektogenese (Gebirgsbildung, Phase) 101, 358, 369, 463, 473, 478, 487, 517, 545, 547, 550, 719, 721, 722, 725, 729, 739, 741, 746, 747
kimmerische Unterstufe 606
kimmero-kaukasische Provinz 473
Kinderhook-Stufe T. V, 294
Kirchberger Schichten 601/602
Kirkby-Moorflags (s. auch Whitcliff flags) T. IV
Kiruna-Serie 81
Kissenlaven 152, 699
Kithar-Schichten 614
Kjökken-Möddinger-Kultur 679
Kju-lang-Serie 131
klastische Gesteine 17
Klaus-Schichten 467, 468
Kleistopora-Zone 267
Klimabild (Tertiär) 637
Klingen-Kultur 679
Klinteberg-Kalk T. IV
— Mergel 183
Knife-Lake-Schiefer 91
Knollenkalk T. V
Knollenmergel 397
Knorri-Ton 455
Knoxville-Schichten (Serie) 480, 486, 543
Koazervate 74
Kobalt-Serie 93
Köbbinghäuser Mergelschiefer 185
Koblenz-Quarzit T. V, 222
Koblenz-Stufe 222, 225, 230, 231, 235, 237, T. V, 242, 714
Kochigatani-Serie 413
Kohle (s. auch Braunkohle) 269, 274, 276, 277, 279, 281, 286, 289, 290, 321, 322, 339, 343, 351, 360, 361, 362, 413, 455, 465, 466, 469, 473, 475, 476, 478, 480, 486, 488, 497, 517, 526, 535, 536, 542, 543, 545, 546, 549, 551, 597, 599, 601, 606, 613, 615, 616, 618, 637, 672, 697, 699, 700, 707, 724, 727
Kohlenbildung 360—361, 637
Kohlenflöz 222, 273, 274, 293, 295, 333, 338, 341, 344
Kohlengürtel der Varisciden 711
Kohlenkalk 260, 271, 272, 288, 290, 291, 292, 296, 351
Kohlstattfazies 467
Komarov-Schichten 157, T. III
Kondel-Gruppe 222, T. V
Konglomerat 17
Konjeprus-Kalk T. IV, 223, T. V
konkordante Morphogenie 714
Konkordanz 43
Konservativ-Stämme 743
Kontinentaldrift-Theorie 748

Kontinentalverschiebung 363, 724
Kootenai-Serie 543, 548
Kopenhagener Sand 585, 591
Köpinge-Sandstein 523
Korallenoolith 460
Kosor-Kalk T. V
Kosor-Plattenkalk 223
Kosov-Quarzit 157, T. IV
Kössener Schichten 404, T. VIII
Krasnoufimsk-Schichten 345
Kratogene 709, 711
Kreide 47, 565, 599, 700, 703, 704, 705, 706, 707, 713, 720, 721, 723, 724, 725, 727, 728, 729, 730, 732, 733, 734, 735, 738, 739, 740, 741, 747
Krenauer Schichten 278
kretazisch 722, 723
Kreuznacher Schichten 322
kristalline Schiefer 68—72
kristalloblastische Struktur 71
Krivoj-Rog-Eisenerz 87
Krummendorfer Dattelquarze 224
Krusznahora-Schichten 157, T. III
Kujalnik-Unterstufe 606
Kukkersit 727
Kukkers-Schiefer T. III
Kukkers-Stufe 154
Kulm 251, 260, 261, 270, 271, 272, 277, 285, 287, 288, 289, 356, 699, 700, 727, 734, 735
Kulm-Fazies 228, 229, 242, 267, 284, 291, 293, 351
Kumi-Schichten 612
Kumpu-Oraniemi-Serie 81
Kungur-Stufe 307, 332, 333, 335, 340, 345
Kuntkote-Sandstein 483
Kupfererz 327
Kupferkies 326
Kupfersandstein 333
Kupferschiefer 303, 304, 319, 326, 327
Kuseler Schichten 322
Kusnezker Becken 290
Kutsch-Serie 483
Kuttung-Serie 296, 344

Laba-Phase 419
labiatus-Zone 525
labile Schelfe 707—709, 710
labinisch 719
labinische Phase 721, 722
Labrador-Zentrum (Vereisung) 675
Ladin s. ladinische Stufe
ladinische Eruptiva 409
ladinische Stufe 402, 403, 406, 407, 408, 409, 410, 411, 412, 413, 415, T. VIII, 418, 419, 721
ladogische Formation 81
Lake-Superior-Sandstein 93
Laki-Schichten 614
lamarcki-Zone 525
Lamballe-Phyllit 87
Laminarit 123, 134
Lamination-Ton 98
Langeland-Vorstoß 662
Langobard-Schichten 406, T. VIII
Laon-Ton T. XIII
lapponische Serie 81
Laramie-Lance-Serie (Formation) 545, 618
laramisches Becken 711
laramische Phase (Bewegungen) 540, 545, 547, 550, 624, 633, 715, 720, 721, 723, 741
laramische Vorsenke 623, 637
Latemar-Kalk 407
Laterit 19
Lattorf-Stufe 586, 587, T. XIV
Laubacher Schichten 222, T. V
Laucher Schichten 223, 226, T. V
Lauenburger Ton 660
Laurentia 240, 740
laurentische Faltung 93
— Gneise 712
laurentischer Zyklus 91, 99
Lavendelton 336
Lebacher Schichten 322
Lebensraum 29
Lederschiefer 158, T. III, T. IV
Lehm 19
Lehrberg-Schichten 397
Leiboden-Mergel 533, T. XII
Leimernfolge 534
Leistmergel 533, T. XII
Leitfossilien 26, 46
Leitha-Kalk 603, 604, 611, T. XV
Leña-Schichten 285
Lenneschiefer 226
Leonard-Stufe 305, 345
Leptaena-Kalk 155, T. IV
Leptitformation 79
Letten 19
Lettenkohle 397, 398, T. VIII
Levantin 604, 605, 606, 612, T. XV
lewisische Gneise 84, 194
Lias 420, 427, 439, 446, 447, 451, 463, 464, 465, 466, 468, 469, 471, 473, 474, 475, 476, 477, 478, 479, 481, 482, 483, 484, 485, 486, 548, 696, 697, 703, 714, 718, 722, 723, 727, 735, 736
Libiazer Schichten 278
liburnische Stufe 536, T. XIV, 610
libysche Stufe 611
Liebensteiner Decken 534
Liesern-Schichten T. XII
Liévin-Kalk 185
Ligérien 522, T. XII
Liguriden 535
ligurische Einheit (Decke) 530, 625, 627
ligurische Fazies 468
Limburgit 595, 609, 669
limnisch 240
limnische Fazies 699, 700
Limnobios 31
Limonitsandstein (pliozän) 590
Lingula flags 120, 134, 136
Lingula-Sandstein 121
Lipalian-Intervall 93, 97
Liparit 480
Liparittuffe 613

Lithodendron-Kalk 405, 407
Lithosphäre 64
litoral 36, 37
Litorina-Meer 664, 665, 666
— Senkung 666
— Zeit 650, 669, 679, 680
Livny-Schichten 234
Llandeilo 141, 143, 147, 149, 150, 151, 153, 154, 156, 157, 159, 160, 161, T. III, 164, 167
Llandovery 167, 184, T. IV
Llanoria 339, 341, 359, 360
Llanvirn 149, T. III
Llongmyndian 86
Lochambel-Schichten 474,538
Lochinvar-Serie 344
— Vereisung 297
Lochkov-Kalk 187, T. IV, 223, T. V
Lockport-Dolomit 189, T. IV
Logan-See 479
Loibersdorf-Sande 603
Loibersdorfer Schichten T. XV
London-Stufe T. XIII, T. XIV
— Ton 584, T. XIII
lophodonter Zahntypus 572
Lopingian 345
Loping-Ingression 291, 292
Loping-Serie 338
Löß 647, 667, 668, 669, 670, 672, 675, 676, 678, 681, 682
Lotharingien T. IX
Louisville-Schichten 189, T. IV
Löwenberger Sandstein 526
Lowville-Kalk 161
— Schichten T. III
ludische Stufe 584, T. XIII, T. XIV
Ludlow 173, 183, 189, 190, 192, 714
Ludlow bonebed 182, T. IV, 219
Luga-Schichten 233, T. V
lugische Zone 353
Lunzer Fazies 403
— Schichten 403, 408, 416, 418, 420, T. VIII
Lusitan 462
lusitanische Fauna 649, 661
Lutet (Stufe) T. XIII, 585, 586, 598, 607, 608, 610, 611, 618, T. XIV
Lutit 39
Luzerner Schichten 601
Lyckholmer Schichten 155, T. III
Lyckholm-Stufe T. IV
Lydit 21
Lymnaea-Zeit 665
Lynton beds 225

Maastricht-Stufe 524, 532, 533, 534, 535, 538, 540, 546, 549, 618, 733, 735, 736, T. XII
Macigno 610
macrocephalus-Schichten 456, T. X
madagassische Region 741
Maenioceras (Maeneceras)-Stufe T. V, 226
Maentwrog-Serie 121
Magdalénien 679
Magdeburger Sand 587
Magerkohle 276
Maglemose-Kultur 679
Magmatite 537, 543, 614, 615
Magurasandstein 604
Mahadewa 417
Maikop-Serie 604
Maine Ridge 164
Mainzer Becken 593—595, T. XV
Majolica 468, 530
Malaiisches Reich 418
Malevka-Muraevna-Stufe T. V, 286
Mallnitzer Schichten 525
Malm 446, 447, 449, 457, 463, 465, 467, 468, 469, 470, 471, 472, 475, 476, 478, 479, 484, 485, 486, 549, 696, 733, 735, 739
Malvinokaffrische Provinz 239, 241
Mammut 669
Manebacher Schichten 322
Mangan-Erze 604, 614
Manitoba-Zyklus 91, 99
Manlius-Kalk 189, T. IV
Mansfelder Schichten 281
Manticoceras-Stufe 228
Man-to-Serie 131
Maoku-Stufe 338, 345, T. VII
Mäot 560, 603, 605, 606, 611, 612, T. XV
Marathon-Phase 295, 340
Marbres griottes 231
Marcellus-Schiefer 237, 238, T. V
Marealbiden 78, 99
Mariposa-Serie 480
märkische Braunkohlenformation 589
Marmolata-Kalk 407, T. VIII
marsische Phase 228, 239, 242, 352
Marterberg-Schichten 526
Martignas-Sandstein 608
Martinez-Schichten 617
Masovien 662
Massengesteine 4
masurisches Interstadial 662
Matagne-Schichten T. V
Mauch-Chunk 293, 294
May-Sandstein 159
Maysville T. III
Maysville beds 161
McLeansboro Schichten 295
Meadfoot beds 225
Medina-Sandstein 188, T. IV
mediterrane Provinz 739
mediterranes Reich 418
Mediterran-Stufen 602, T. XV
Meeresmolasse 601
Meeressand T. XIV
Megagäa 100, 101
Megalodontenkalk 408, 410, 411
Meisdorf-Oppenrode (Bekken) 322
Mekran-Serie 614
Melanitsyenit 164
Melaphyr 322, 324, 402, 406, 408, 417, 546, 547
Mellenbacher Schichten 86
Melser Sandstein 399
Mendola-Dolomit 406, T. VIII

Menevian-Stufe 120, 134
Menilith 604
Meramec 294
Mergel 19
Mesoafriziden 96
Mesogäa 741
Mesogeosynklinale 711
Mesonacis-Stufe 125, 129
Mesophytikum 47
Mesozoikum (Ära) 8, 47, 57
Mesozone 72
Metabasalte 79
Metamorphiden 194, 712
Metamorphose 5, 22
Metasomatose 21
Meudon-Konglomerat T. XIII
Michelbacher Schichten 223, T. V
Micoque-Stufe 678
Midcontinent Basin 293
Midcontinent Region 707
Migmatit 70
Migmatitfront 704
Milazzo 672, 673
Mileč-Konglomerat 126, 134
Millstone grit 273
Milton-Dolomit 130
Minas-Geraes-Serie 97
Mindel-Eiszeit 668, 670, 671, 672, 673, 685
Mindel-Interglazial 677, 678
Mine-Ridge-Phase 162, T. III
Mine-Serie 413
Minette 453
Mingur-Gruppe 548
minimus-Ton 520
Miozän 559, 560, 565, 585, 588, 589, 593, 595, 600, 603, 604, 605, 607, 608, 611, 613, 615, 616, 617, 619, 620, 621, 637, 696, 720, 722, T. XV
Mischgesteine 704
Mischgneise 70
Mississippian 246, 263, 293, 295, 296
Mississippi-Becken 237
Missouri-Gruppe 295
Mitteldeutsche Schwelle 271
Mittelkarbon 285, 287
Mittelmeer 350, 360
mittelpommersches Stadium 662
Mittelterrassen 669, 671
Mittelzeit der Erde 367 ff.
Mjodoboren 605
Mnenian 223, 227, T. V
mobilistische Theorie 748
Modifikationen 742
Moghara-Schichten 613
Mohavkian T. III
Mohratal-Schichten 272
Moicza-Kalk 157
Moine-Gneise 85, 194
Mokkatam-Stufe 611
Molasse 55, 219, 240, 321, 600—603, 607, 623, 700, 709, T. XV
— Becken 711
— Fazies 698, 699, 700
— Phase 711
Moldanubische Scholle 88
— Zone 353, 357, 712
Moldau-Stufe 605
Moler-Formation 585
Molteno-Sandstein 417
Molter Sande 602, T. XV
Moelv-Konglomerate 97
Moment (geologisches) 48
Monastir 672
— Terrasse 673
Monchiquit 406
Mondablösung 65, 712
Mondrepuits-Schiefer 185, 221, T. V
Mongugai-Serie 476
Monobegawa-Serie 542
Monogeosynklinale 711
Monograptiden 166, 167
Monograptus dubius-Schiefer T. IV
Monograptus priodon-Schiefer T. IV
Monroe-Gruppe 189
Mons-Stufe T. XIII, 584, 610, 611, 614, 619, 714, T. XIV
Montana-Serie 545
Monte Bolca-Stufe 610, T. XIII
Monte Hermoso-Stufe 619
Monterey-Stufe 617
Montmartre-Fauna T. XIV
— Gips 584, T. XIII
Monzonite 406
Morphogenese 4, 53
morphometrische Analyse 668
Morrison beds 479, 483
Morrison-Schichten 543
Morrow-Serie 295
Moskauer Becken 285
Moskau-Stufe 246, 260, 282, 284, 285, 287, 294
Moskau-Zeit 292
Moustérien 678, 679
Mucronaten-Senon 522, 535
Mühlenberg-Schichten 226, T. V
Mulde-Mergel 183, T. IV
Muldengruppe 278
Münder Mergel 461
Muntigler Flysch 534
murchisonae-Schichten T. X
Murtaler Kristallin 356
Muschelkalk 393, T. VIII, 697
Muscheln 173
Muschelsandstein 395
Mutation 742, 744
Mya-Zeit 650

Nacheiszeit 646, 663
nachorogene Sedimente 699, 700
Nagelfluh 600, 601, 699
Naknek-Stufe 480
Nama-Formation 98, 100
Nama-System 96
Namur 246, 247, 249, 251, 260, 269, 270, 273, 276, 277, 278, 281, 282, 283, 284, 286, 287, 289, 291, 293, 334, 728
Nanshan-Geosynklinale 337
Nan-t'ai-Gruppe 94
Nantou-Tillit 95
Napeng-Schichten 412
Naples-Fazies 238, 239, T. V
Nari-Gruppe 614
Nariwa-Schichten 413
Narwa (Narowa) Sch. 233, T. V
Nassauische Phase 229, 352
Naßfeldschichten 284
Nattheimer Korallenkalk 459
Nebraskan-Eiszeit 675

Nebular-Theorie 61
nebulitische Reliktstruktur 71
Nehdener Stufe 228, T. V
Nekroplankton 28
Nekton 28, 743
Neogäikum 100
Neogen (Jungtertiär) 559, 560, 581, 588—591, 600 bis 607 617, 618—619, 620, 621, 623, 638, 711
Neokom 483, 486, 495, 497, 504, 517, 518, 539, 543, 544, 546, 549, 696, 714, 724, 733, 735
Neolithikum 680
Neomorphose 745
Neophytikum 47
Neotenie 745
neotopische Region 741
Neozoikum (Dauer) 57
Nephelinbasalt 604
Nephelinsyenit 164, 406
Nereitenschiefer 231
Neritikum 36
neu-euxinische Stufe 673
nevadisches Becken 711
nevadische Tektogenese (Phase, Bewegungen) 480, 486, 543, 545, 547, 550, 632, 723, 746
Newark-Serie 416
— System 420
Newbourn Crag 590, T. XV
Newcastle 344
Nexö-Hardeberga-Sandstein 117, 123, 134
Niagara-Kalk 189
Niagara-Zeit 189, T. IV
Nicola-Formation 415
Niedersachsen-Serie 326
Niederterrassen 669, 672
Nierentaler Schichten 534, 535, 537, T. XII
Nife 64
nigritische Serie 95
Nikkan-Serie 476, 542
Nikolaier Schichten 278
Niobrara-Stufe (Schichten) 544, 618
Nohner Schichten 226, T. V
nomischer Ausgleich 50, 701, 702
Noppi-Serie 83
Nor s. norische Stufe
nordböhmisches Becken 281
nordpommersches Stadium 662
nordrügensches Stadium 662
norische Stufe 403, 407, 408, 409, 410, 412, 413, 414, 415, 416, 418, 420, T. VIII
Noritporphyrit 409
Norrsjö-Formation 82
Norwego-Saamiden 81, 83, 99
Norwich Crag 589, 590, 659, T. XV
Novidad-Schichten 619
nubischer Sandstein 528, 532, 538, 548
Numees-Serie 96
numidischer Flysch 609
Nürschaner Gaskohle 281

Oberalm-Schichten 467
Oberbau 704, 705, 706, 709
Oberhöfer Schichten 322
Oberkarbon 246, 247, 249, 255, 257, 259, 261, 263, 265, 266, 267, 270, 272, 282, 285, 287, 288, 290, 292, 293, 294, 295, 296, 303, 307, 309, 324, 335, 697, 700, 707, 714, 722, 723
Oberkoblenz-Stufe 222, 224
Oberkreide 532—538, 540, 541, 543, 546, 547, 551, 563
Oberludlow 181, 183, 184, 185, 186, 187, 188, 189, T. IV, 220, 221
oberostalpine Zone 627
oberschlesisch s. außensudetisch
Oberstadtfelder Zone 222, T. V
Oboliden-Serie 152, T. III
Obolus-Sandstein T. III
Ocala-Kalk 617
Ocker 19
Ocker-Kalk 186, T. IV
Odershäuser Kalk 227, T. V
Odessa-Kalk 606
Ofneter Stufe 679
Oga-Phase 479, 486
Ohesaare-Zone 184, T. IV
Oignies-Schiefer 185
Oka-Stufe 286
Öl 480, 517, 536, 606, 613, 617
Old red 219, 220, 233, 234, 235, 236, 239, 240, 241, 267, 699, 700, 711
Olenellus-Stufe 112, 134
Olenus-Stufe 112, 129, 134
Olesa, Fauna von 400
Oligotrophie 37
Oligozän 559, 560, 580, 585, 586, 588, 591, 592, 593, 595, 596, 598, 599, 600, 601, 603, 604, 607, 608, T. XIV, 609, 610, 611, 613, 614, 615, 616, 617, 619, 620, 621, 623, 637, 696, 702, 714
Olivinbasalt 604
Olonos-Zone 409
Ölschiefer 269, 604, 707
Ondai-Sair-Stufe 542
Oneida-Konglomerat 188
Oneida-Schichten T. IV
Oneonta-Sandstein 238
Onondaga-Kalk 237, T. V
ontogenetische Prolongation 731, 744
Oolith 19, 20
Opalinuston 453, T. X
Opdalit 195
Ophiolith 408, 466, 469, 475, 699, 711, 713
Ophit 401, 419
opistopar 169
Opoka 21
Opponitzer Kalk 403, T. VIII
Orcadian 220
Ordovizium 139—165, 696, 702, 703, 707, 714, 718, 724, 727, 729, 731, 733, 737
Oredesch-Schichten 233, T. V
orientalisches Massiv (Masse) 90, 471
Oriskany-Sandstein 237, T. V
orkadische Phase 194, 220, 241

orkadische Senke 220
Orléans-Fauna T. XV
Orléans-Sand 585
Ormoy-Sand T. XIII
Ornatenton 456, T. X
Orogen 703, 706, 711, 713
orogene Sedimente 599
orogener Typus 700
Orogenese 4, 52, 702, 703, 746
Orotschen-Stufe 542
Orsten 122
Orthocerenkalk 154, T. III
Orthogeosynklinale 711
Orthogneis 70
Osaga 294
Osborne-Schichten T. XIII
Osek-Kvan-Schichten 157, T. III
Ösel-Schichten 184, T. IV
Oser (Åser) 658
Oshima-Phase 539, 543
ostasiatischer Zyklentypus 720
Osterwald-Phase 461, 486
ostiolatus-Horizont 226, T. V
ostjütische Staffel 662
Ostrauer Schichten 277
Ostseeporphyr 655
Oswegan-Phase 162, T. III, 164, 188
Otoceras-Schichten 305, 345, T. VIII
Ottobeurer Schotter 671, 685
Ottweiler Schichten (Stufe) 246, 281
Ougarta-Sandstein 160
Owrutsch-Sandstein 88
Oxford 437, 439, 441, 456, 460, 461, 462, 464, 465, 466, 467, 468, 469, 472, 473, 475, 476, 477, 478, 479, 480, 481, 482, 483, 486, T. X, 707, 714
Ozarkian 160, 161, 162, T. III
Ozean 745
ozeanische Becken 705, 712 bis 713
ozeanische Periode 65
Pachycardien-Schichten 406
— Tuff T. VIII
Paläobiologie 3
Paläogäa 742
Paläogäikum 100
Paläogen 559, 560, 561, 580, 590—591, 597—600, 607, 613, 617—619, 621, 638
Paläogeographie 3
Paläoklimatologie 3
Paläophytikum 47
Paläozän (Paleozän) 533, 559, 560, 563, 584, 585, 591, 597, 598, 600, 607, 608, 609, 610, 613, 614, 616, 617, 620, 623, 637, 696, 714, 723
Paläozoikum (Ära) 8, 47, 57, 111—366
Palassou-Konglomerat 607
Palingenit 72
Palisade-Disturbance 420
Paludinen-Schichten 604, T. XV
Pampas-Formation 676
Panchet-Schichten 417
Paniselien-Stufe T. XIII
Panjal-Serie 336
pannonisches Becken 603, 622
Paradoxides-Stufe 112, 129, 134
Parageosynklinale 711
Paragneis 70
paralisch 240, 273, 277, 699
Paraná-Schichten 619
Paraphoren 724
parkinsoni-Ton 455, T. X
parks 618
Partnach-Schichten 403, T. VIII
pasadenische Phase 617, 624, 687
patagonische Molasse 619, 621
Patcham-Gruppe 483
Patricia-Zentrum (Vereisung) 675
Pawnee-Creek-Schichten 618
Pazifik 712, 713, 721, 740
pazifische Fazies 740
Pazifisch-mediterranes Reich 119, 130—133
Pazifische Provinz 487, 739
pazifische Sippe 164
— Transgression 747
Pebidian 86
Pechelbronner Schichten 595
Pelit 86
peloritanisches Massiv 90
Pelson-Stufe 402, 406, T. VIII
Pendik-Fazies 231
Pendleside-Gruppe 269, 294
Pendschab-Serie 336, 343, 345
penninische Decke 627
— Zone 626, 703, 712
Pennsylvanian 246, 293, 296
periangarische Bögen 359
Pericylus-Stufe 246, 271
Peridotit 480, 581, 712
Periode 47
Periodizität 748
Perm 47, 257, 259, 261, 262, 263, 265, 266, 274, 295, 296, 301—349, 696, 697, 699, 704, 706, 707, 713, 714, 718, 721, 722, 724, 726, 728, 729, 731, 734, 736, 737, 738, 740
Pernau-Schichten 233, T. V
Perutzer Schichten 524
Petino-Sandstein 234, T. V
— Phase 353, 358, 419, 718, 719, 721
pharusischer Zyklus 95
Phasendifferenz 707, 718
Phasendivergenz 718
Phonolith 593, 595, 596, 602
— Tuffe 669
Phosphorit 21, 457, 477, 485, 519, 520, 521, 524, 538, 592, 609, 617, 707
Phtanit 21
Phycoden-Schichten T. III
Phycoden-Serie 157
Phyllit 69, 72
Phyllograptus-Schiefer 154
Piacenza-Stufe 560, 604, 612, 613, 621, T. XV
Piedmonttreppe 713
Pieniden 628
Pierrefonds-Sand T. XIII
pietra verde 406
Pikermi-Fauna 606, 612, T. XV

Pillowlava s. Kissenlaven
Pilton-Fremington beds 270
Piräus-Schichten 612
Pisolith-Kalk 584, T. XIII
Pläner 521, 525
— Sandstein 525
Planetesimalhypothese 61, 62, 63
Plankton 27, 28
Plassenkalk 467
Plateaubasalt 618, 624, 705, 706
Plateaulandschaft 713/14
Plattendolomit T. IV, 326, 329
Pleistozän (s. auch Quartär) 559, 646, 704, T. XV
Plettenberger Bänderschiefer 156, T. III
Pliensbachian T. IX
Pliozän 559, 560, 585, 589, 590, 593, 600, 602, 604, 605, 606, 607, 609, 611, 612, 613, 615, 616, 617, 618, 619, 620, 621, 626, 628, 637, 646, 647, 649, 651, 652, 653, 669, 714, 741, T. XV
Plutonismus 4
Pluvialzeiten 674, 676
Pocahontas 293
Pocono-Sandstein 293, 294, T. V
Podolischer Block 101, 485
Podolische Masse (Massiv) 100, 720
Poederlien 590, T. XV
Poligné-Ampelite 185
Pollenanalyse 647
Poltawa-Stufe 591
Polverlagerungen 363, 637, 638, 682
Polygeosynklinale 711
Polyhalit 326, 330
polyplocus-Schichten 454, T. X
Pompeckj-Schwelle 451, 461
Pongala-beds 96
Pönsandstein 228, T. V
Pont-Stufe 560, 589, 595, 600, 603, 604, 605, 606, 608, 612, 615, 621, T. XV
Pontesfordian 86
Pontisches Becken 605—607
Pontstufe 590
Pontische Masse 473, 485
Porphyr 222, 270, 321, 322, 324, 655
Porphyrit 235, 270, 296, 335, 480, 481, 487, 530, 546, 547
Porsanger-Serie 97
Portland 439, 441, 443, 459, 461, 462, 463, 464, 465, 466, 470, 473, 476, 477, 478, 479, 481, 483, 484, 486, 526, 549, T. X, 707, 714, 736
Posener Flammenton 590
Posidonien-Schiefer 451
Potomac-Serie (Formation) 543, 545, 548
Potsdamian 129
Potsdam-Sandstein 130, 136
— Stufe 112
Pottsville-Konglomerat 293, 295
Potzberg-Schichten 281
Pötzleindorfer Sande 603
Präarenig Phase 193
Prager Mulde 86
präglazial 668, 671
Präkambrium 8, 9, 59—107, 728
Präriß-Eiszeit 668
präskiddavische Bewegung (Heraushebung, Phase) 151, 164
Prätigau-Flysch 597, 626
Präwürm-Eiszeit 668
Präzession der Tag- und Nachtgleichen 55, 683
Předmoster Stufe 679
Pretoria-Serie 96
Priabona-Stufe 597, 598, T. XIV, 610
Priesener Schichten 525
Primordial-Fauna 112, 126
primorogen 79, 103
Procolophon-Zone 390, 416
Productus-Kalk 286, 291, 317, 333, 335, 336, 337, 338, 343, 344, 345
Productus-Kalk-Fauna 363
Promberger Schichten 601, T. XV
propar 169
Proterogenese 744
Proterozoikum 68—103
Protoafriziden-Faltung 96
Protocanites-Stufe 246
Protolenus-Stufe 125, 134
provenzalische Falten 625
Psammit 17
Psephit 17
Pseudoplankton 28
Pseudotektonik 687
Psiloceras-Stufe 451
Pskow-Schichten 233
pt-Bedingungen 71
Pteraspis-Schichten 182, 221
Puchow-Schichten 537
Puddingsteine 585
Puerco beds 618
Pulsation 166, 696, 702, 707, 718, 719, 747
Purana-System 95
Purbeck 461, T. X
Purmaller Mergel 333
Pyrenäen 607—608, 625
pyrenäische Phase (Tektogenese) 624, 625, 715, 719, 720, 721, 723
Pyritschiefer 468
Pyroxenite 406

Quadersandstein 525
Quadraten-Senon 522, 535
Quartär 8, 9, 47, 559, 593, 595, 607, 613, 615, 618, 620, 623, 638, 646—691, 696, 726
Quartenschiefer 399
Quarzporphyr 324, 581
Quintner-Kalk 466

radioaktiver Zerfall 56
Radiolarienhornstein 418, 465, 467, 471, 698
Radiolarienschiefer 408
Radiolarienschlamm 39
Radiolarite 21, 40, 235, 412, 466, 475, 480, 484, 530, 615
Radowenzer Schichten 281
Radstockian 274
Raibler Schichten 407, T. VIII, 412
Raiküll-Stufe 184, T. IV

Ramsåsa-Sandstein 183, T. IV
Ramsau-Dolomit 403, T. VIII
Randgruppe 277
Randschiefer 127
Ranigani-Serie 343
Ranikot-Serie 614
Rapakiwi-Granit 83, 84, 88, 655
Raseneisenerz 665
Rastrites-Schiefer 182, T. IV
Ratinger Tonmergel 588
Rattendorfer Stufe (Schichten) 284, 332, 334, 338, 345
Rauchkofelfazies 230
Rauhflaser Schichten 222, T. V
raurachische Fazies 460
Rauracien 462
Recoaro-Stufe T. VIII, 406
Red Crag 589, T. XV
Rédonien 585
Regression 3, 51, 696, 702, 715, 718
Regressions-Phase 732, 733, 735, 736, 740, 741, 743
Reichenhaller Schichten 402, T. VIII
Reiflinger Kalk 402, 403, T. VIII
Reinbeker Stufe 589, T. XV
Reiselsberger Sandstein 534
reitzi-Schichten 406
Reliefumkehr 714
Renchgneis 88
renggeri-Ton 460
Republican River-Schichten 618
Revin-Stufe 125
Rhabdoporellenkalk 155
rhachitom 266
rhätische Stufe (Rhät) 341, 398—399, 404, 408, 410, 411, T. VIII, 412, 413, 414, 415, 416, 418, 427, 481, 718, 721, 739, 740
Rheingraben-Schichten 403, T. VIII
rheinische Fazies 221
rheinisch-herzynische Fazies 740
Rheniden 356
rheno-herzynische Zone 353, 711
rhodanische Phase 624
Rhodopen-Massiv 356, 628, 629
Rhombenporphyr 655
Rhynchonella princeps-Kalk T. V
Rhyolith 164, 192, 604, 616
rhythmische Sedimentation 695
Richmond-Stufe 161, 162, T. III, 164, T. IV
Rif-Ketten 625
Riffe 327, 328
Riffkalk 20, 327, 418, 471
Rilly-Kalk T. XIII
Rinnenseen 659
Rio de Rasto-Sandstein 417
ripheische Serie / Ripheikum (s. auch Eokambrium) 75, 98, 100, 233
Rispebjerg-Sandstein 123
Riß-Eiszeit 668, 670, 672, 673, 674, 678, 685
Riß-Interglazial 679
Rixdorfer Horizont 661, 662
Rjäsan-Horizont 541
Roca-Schichten 619
Rochester-Schiefer 189, T. IV
Rockledge-Breccie 130
Rogenstein 19, 20, 391
Rollingdown-Serie 539
römische Regression 673
Rommersheimer Schichten 226, T. V
Ronca-Schichten T. XIV, 610
Ronzon-Fauna T. XIV
Rooiberg-Stufe 96
Röros-Gruppe 134
— Schiefer 121, 152, T. III
Rosentaler Staffel 662
Roßfeld-Schichten 529
Röt 392, 394, T. VIII
Roteisenerz 157, 189, 227
Roteisensteine T. V
rote Molasse 598, 600, 601
roter Placodermen-Sandstein 237
roter Salzton 326, 328, 330
roter Schlick 38
roter Tiefseeton 39
Rötidolomit 399
Rotliegendes 247, 251, 252, 281, 282, 301, 303, 304, 317, 319, 320, 321—325, 339, 345
Rotschiefer 127
Rotzo-Schichten 468
Rudaer Schichten 278
Rumpflandschaft 713
Rupel-Stufe T. XIII, T. XIV
Rupelton 587, 592, 593
Rußschiefer 271/72
Ryoseki-Serie 542

Saale-Eiszeit (Vereisung) 655, 660, 662, 685
Saale-Trog 321
saalische Phase (Tektogenese) 282, 321, 322, 339, 353, 358, 715, 718, 719, 721, 722, 740
saamische Faltung 81
Saarbecken 281, 322
Saarbrücker Schichten 281
— Stufe 246
Saar-Saale-Senke 321
Sadek-Grauwacke 134
Sadonsk-Schichten T. V
Sahara-Massiv 160
Sahariden 198
Saharischer Schild 95
Sahélien 611
sajanisches Streichen 94
Sakawa-Orogenese (Phase, Tektogenese) 479, 486, 543
Sakmara-Stufe 288, 304, 332, 333, 335, 336, 338, 340, 345
Sal 64
Salair-Phase 132, 133, 136, 193, 718
Salamanca-Schichten 619
Salina-Gruppe 189, T. IV
Salles-Faluns 608
Salm-Stufe 125, T. III
Salopium (Salopian) 167, 180, 181, T. IV
Salpausselkä 663, 664
Salsima 64
Salt Range-Stufe 345

Salz (s. auch Steinzalz) 132, 133, 136, 190, 192, 234, 324, 333, 336, 340, 341, 362, 400, 402, 461, 488, 532, 533, 551, 604, 605, 613, 617, 637, 696, 697, 699, 707, 709, 715
Salzformation 613, 615
Salzhorst 330
Samfrau-Geosynklinale 240, 706
Sandomirien 662
Sandr-Felder 657
Sandstein 17
Sangonini-Schichten T. XIV, 610
San Giovanni Ilarione-Schichten T. XIV, 610
San Jorge-Stufe 619
San Lorenzo-Schichten 617
St. Etienne-Becken 282
St. Gallener Molasse 601
St. Gaudens-Fauna 608, T. XV
St. Gérand-le-Puy-Fauna 608, T. XV
St. Hubert-Schiefer 185, T. V
St. Lò-Phyllit 87, 124
St. Lorenz-Trog 160
St. Quentin-Kalk T. XIII
Sannoisien 598, T. XIV, 610
Sansan-Fauna 608, T. XV
Santa-Cruz-Schichten 619
Santon 52, 523, 544, 546, 547, 548, 549, 550, T. XII
Saratogan 131
Saratow-Stufe 591
sardische Phase (Orogenese) 129, 136, T. III, 193, 197, 718, 719
Sarga-Horizont 345
Sarldolomit 406
Sarmat 589, 600, 602, 603, 604, 605, 606, 612, 623, 714, T. XV
— Fauna 608
Sarmatische Tafel 706, 707
Sattelflöze 277, 278
Saumsenken (s. auch Außensenken) 267, 273—279, 293, 359, 699, 709
saure Intrusivmassen 699
Sauromorphen 741
Savannenklima 674
savische Phase (Faltung, Bewegungen) 608, 610, 624, 625, 626, 628, 715, 723
Saw-Interglazial 655, 660, 679
Saxler-Schichten 221, T. V
Saxonien 321, 324
saxo-thuringische Zone 353, 357, 712
Scaglia 535, 536, 550, T. XII
Scaldisien 590, T. XV
Scaphiten-Zone 525
Scarborough-Schichten 675
Schalsteine 226, 227, 229, T. V, 242, 699
Schapbach-Gneis 88
Schatzlarer Schichten 281
Schaumkalk 393, 394
Schelf 36, 38, 705, 706 bis 710, 713, 714, 736, 740, 741, 745
Schelon-Schichten 233
Schichtung 43
Schieferton 19
Schilde 705, 706, 722, 723
Schilfsandstein 397, T. VIII
Schiltkalk 466
Schio-Schichten T. XIV, 610
Schleichsand 593
Schlerndolomit 406, T. VIII
schlesische Fazies 537
Schlick 19
Schlier 603, 604, 611, 612, T. XV
— von Ottnang 601
Schlierenflysch 597, 626
Schloenbachi-Zone 525
Schlotheimia-Stufe 451
Schlußeiszeit 672
Schneegrenze 681
Schönauer Kalk T. V
Schönebecker Dolomit T. V
Schorre 37
Schrattenkalk 528
Schraubensteine 217
Schreibkreide 523, 524
Schreyeralm-Kalk 402
Schtschigry-Schichten 233, T. V
Schungit 75, 81, 727
Schustowo-Denjatin-Schichten 332
Schwadowitzer Schichten 281
Schwagerinenkalk 288, 291, 292, 295, 309, 332, 334, 336, 337, 345
schwarzer Schlamm 39
Schwarzflysch 530
Schwefel 612
Scyth s. scythische Stufe
Scythische Brücke 234
scythische Stufe 317, 402, 405, 407, 408, 409, 410, 411, 412, 413, 414, 415, 418, T. VIII, 723
Sedimentation 16, 746
Sedimentationsgeschwindigkeit 700—701
Sedimente 4
Seelscheider Schichten 226, T. V
Seewer Kalk 533, T. XII
— Mergil Mergel T. XII
— Schiefer 533
Seifener Fauna 222
— Horizont T. V
Seine-Serie 91
Seiser Schichten 405, T. VIII
Selektion 744, 745
selenodonter Zahntypus 572
selkisch 352
Semiluk-Schichten 234, T. V
Seminula-Zone 269
Senon 495, 501, 522—524, 526, 532, 533, 537, 538, 541, 542, 544, 547, 548, 696, 707, 714, 721, 722, 733, 735, T. XII
Septarienton 587, T. XIV
Sequan 460, 462
serarchäischer Granit 99
Serie 48
Serindia 101
Sernifit 324
serorogen 79, 103, 699
Serpentin 629
Serpuchow-Stufe 286, 287
Serpulit 445, 461
Seveschiefer 195
Shansi-Ingression 292
Shasta-See 543

Shihotse-Stufe (Gruppe, Schichten) 338, 339
Shineton slates T. III
Shi-tsui-Gruppe 94
Sial 64, 724
Sibirische Masse 289
Sibirischer Schild 100, 197, 198, 236
Sichelripper 435, 436
siderolithische Formation 592
Siegener Stufe (Schichten) 221, 222, 224, 225, 230, 231, 235, T. V, 698,
Siegerländer Block 222, 228
Sierra Nevada 626
Silberglanz 326
Silex 21
Silexit 21
Silur 47, 112, 139—192, 725, 729, 730, 731, 732, 736
Sima 64, 713, 724
Simorre-Fauna 608, T. XV
Sinceny-Sand T. XIII
Sinclair-Gruppe 96
Sinclair-Witwatersrand-Zyklus 99
Sinémurien 463, T. IX
Sinia 101
sinische Formation 95, 98
Sinisches Massiv (Masse, Block) 94, 100, 131, 289, 290, 291, 339
Sinische Provinz 739
Sinium (Stufe) 100
Sirgensteiner Stufe 678
Si-t'ai-Gruppe 94
Siwalik-Formation 615, 624
sizilische Fauna 649
— Strandlinie 672
— Stufe 673
Skandik 722
Skaerumhede-Serie 649, 661
Skiddavian 139, 147, 149, 150, 151, 153, 154, 156, 157, 158, 159, 161, T. III, 164, 169
Skiddav Slates T. III
Skrej-Schiefer 126, 134
Slite-Gruppe T. IV
Smotinsk T. V
Snjetino-Schichten 233
Soester Grünsand 521
Soissons-Lignite T. XIII
Sölle 659
Solnhofener Plattenkalk 459
Sologne-Sand 585
Solutréen 679
Solva-Gruppe 120, 134
somalisches Streichen 96
Somohole-Stufe 338, 345
Sonnenstrahlung 682, 685
Sontheimer Schwammkalk 459
Sosio-Stufe 334, 345
Söterner Schichten 322
Spaltripper 435, 441
Sparagmit 18, 101, 134
Sparagmitformation 97, 100
Sparnacium (Sparnacien-Stufe) 584, 608, T. XIII, T. XIV
spätorogen 79
Spätmolassen 84, 240, 700
Speeton-Ton 519
Sphaerosiderit 455
Sphaerulae 62
Spilecco-Stufe (Schichten) 610, T. XIV
Spilit 86
Spiriferen-Kalk 292
— Sandstein 231, 236
Spiti-Schiefer 474, 475, 538
Spongienlias 466
Spongiolith 21
Srbsko T. V
stabile Schelfe 706, 707, 709
Stachelhäuter 175
Stadschiefer 598
Staffordian 274
Staganolepis-beds 398
Stampien T. XIV
Starhemberger Schichten 405, T. VIII
Starsteine 249, 304
Stary-Oskol T. V
Staßfurt-Serie 326
Stauchmoränen 657
Staufenberg-Schotter 671, 685
Stauseen 657
Steeprock-Serie 74, 75, 76, 91
Stefan-Stufe 246, 247, 251, 252, 257, 262, 263, 274, 277, 281, 282, 284, 285, 287, 290, 291, 292, 294, 303, 321, 334, 336, 338, 339, 340, 728
Steigbach-Schichten 601
Steiger Schiefer 158
Steinheimer Fauna T. XV
Steinkohle 273, 275, 277, 278, 279, 281, 282, 286, 287, 290, 293, 295, 321, 322, 333, 338, 339, 341, 343, 344, 360, 361, 362, 544
Steinkohlenformation 246—300
Steinmergel 397
Steinsalz 19, 189, 324, 326, 328, 330, 332, 340, 341, 362, 392, 396, 595, 608 (s. auch Salz)
steirische Phase (Tektogenese) 605, 624, 719
stenohalin 31
stenotherm 32
Steppen-Flora 647
— Klima 674
stereospondyl 266
Sternberger Kuchen 588
Sternzeitalter der Erde 61
Stettiner Sand 588
Stinkschiefer 326, 328
Stockdale-Schiefer T. V
Stockheim (Becken) 322
Stockholm-Granit 655
Stormberg-Serie 341, 420, 482, 706
Stotzen 459
Strahlungskurve 683, 684
Stramberger Kalk 469
Strandlinien (Quartär) 672
Strandterrassen 664, 666
Stratigraphie 3
Strawn-Serie 295
striatus-Schichten 286
Stringocephalus-Stufe 226, T. V
strophisch 50
Struktogenese 703
Stubensandstein 397

Stufe 48
Stufenlandschaft 714
Stufenreihe 742
Styliolinen 226
subatlantische Zeit (Periode) 647, 665, 680
subbeskidische Flysch-Zone 628
subbetische Fazies 527
— Region 464
subboreale Zeit (Periode) 647, 665
subherzynische Phase 522, 535, 537, 543, 547, 549, 550, 626, 628, 634, 713, 717, 723, 724
subherzynisches Becken 586
subsequente Phase 487, 699, 700
Subsnjetino Schichten T. V
subsudetische Braunkohlenformation 589
subtatrische Zone 628
— Phase 282, 286, 290, 352, 353, 354, 356, 358, 715, 721
sudetische Stufe 246
südpommersches Stadium 662
suggarischer Zyklus 95
sulfidische Erze 231
Sundance-See 479, 484, 485
Sundre-Kalk 183
Superga-Schichten 612
superkrustale Gesteine 4
Süßwassermolasse 602, 603
Svalbard-Phase 220
Svekofenniden 79, 83
— Faltung 99, 747
Svinord-Schichten 233
svionische Formation 79, 99
Sydvaranger-Serie 81
Syenit 406, 604, 616
Sylvin 330, 595
synorogen 79, 699
synorogene Phase 487, 699
— Sedimentation 698, 700
synorogenes Stadium 713
Syzran-Stufe 591

tachytelisch 743
Tae-Wei-Schichten 338, 345
Tafelberg-Sandstein 191, 198, 240
Taghonic Stufe 238, T. V
T'aishan-System 94
takonische Phase (Faltung, Tektogenese) 149, 161, 162, T. III, 163, 164, 166, 180, 188, 191, 192, 193, 194, 359, 717, 718, 719, 721
Talchir-Serie (Gruppe) 336, 343
Talkeetna-Formation 479
Talsande 657
Tambacher Schichten 322
Tamsal-Stufe 184, T. IV
Tanner System 271
Tarannon-Stufe 167, 179, T. IV
Tarviser Breccie 335, 345
tasmanische Geosynklinale 163, 191
Tassili-Sandstein 160
Tassilis 95
tatarische Geosynklinale 132
— Stufe 333, 339, 345
Tatrische Zone 628
Taunusquarzit 222, T. V
Taveyannaz-Sandstein 598
Taylor-Stufe 545
Tegel 612
Tejon-Schichten 617
Tektogenese 4, 52, 703, 704, 705, 717, 718
Tektonit 72
Telemarkformation 82
Temeside-Gruppe 182, 219, T. IV
Temperaturerniedrigung in der Eiszeit 681
Tendaguru-Schichten 547, 548
— Serie 482
Tentaculiten-Kalk 223, T. IV
— Schiefer 223, 226, 235
Tephrit 595, 596
Teplitzer Schichten 525
Terra rossa 19
terrain à chailles 460
Terrassen 667, 668, 670, 671, 672, 686, 687
Terrassierung 667
Tertiär 8, 560—645, 646, 704, 706, 707, 719, 726, 729, 730, 732, 741, 747
tertiäre Gebirgsbildung 358
Teschener Kalk 530
— Schiefer 530
Tessey 340
— Kalk 345
tethydische Transgression 747
Tethys 401—413, 418, 419, 463, 484, 485, 486, 487, 504, 520, 549, 621, 623, 634, 723, 734, 735, 740, 742, 747
Teutoburger Wald-Schwelle 704
Thainger Stufe 679
thalattogene Sedimente 700
Thanatocoenose 29
Thanet-Stufe 584, 585, 608, T. XIII, 618, T. XIV
Tholeyer Schichten 322
Thrazische Fazies 231
Thüringer Wald-Becken (Rotliegendes) 322
Thüringer Wald-Schwelle 703
thyrrhenische Fauna 649
— Stufe 673
Tiefbau 704, 705, 706, 707
Tiefengestein 704, 712
Tiefkraton 713, 724
Tigersandstein 391
Tillit 97, 98, 103, 191, 240, 296, 342, 343, 344
Timiskaming 91, 99
Tioughnioga-Stufe 238, T. V
Tithon 464, 465, 467, 468, 469, 470, 471, 473, 474, 477, 481, 483, 484, 486, 526, 538, 543, 546, 547, 700
Toarcien T. IX
Toftakalk 183
Toftamergel T. IV
Togano-Serie 413
Toltren 605
Tomago-Stufe 344
Toneisensteine 456
Tonerde 16
Tongesteine 19
Tongrische Stufe T. XIII, T. XIV
Tonschiefer 19, 222, T. V

Torer Schichten 403, 407
Torf 647
Torinosu-Fazies 479
Toronto-Schichten 675
Torridon-Sandstein 84, 103, 134, 194
Torton 585, 589, 595, 600, 603, 605, 608, 612, 621, 714, T. XV
tortonische Molasse 602
Toskaniden 535, 610
toskanische (toskanidische) Einheit (Decke) 530, 625
toskanische Fazies 469
Toteis 659
tote Kreide 523
Tournai 253, 257, 259, 269, 270, 271, 272, 284, 285, 286, 289, 290, 291, 293, 294
Tourtia 521
Trachyt 588, 593, 616, 669
Trakonaes-Schichten 612
transägäische Furche 610
Transgression 3, 51, 696, 702, 714, 733, 740
Transgressions-Phase 730, 731, 732, 735, 741, 742, 743
Transvaal-System 75, 96
Trapp 339, 475, 479, 618, 705
Trautenau (Becken) 322
Travertin 668
Trégorrois — Eruptiva 125
Tremadoc 133, 139, 143, 145, 147, 149, 150, 151, 152, 155, 156, 157, 160, 161, T. III, 164, 169, 696
Tremošna-Konglomerat 134
Trenton T. III, 164
— Kalk 161
Tressenstein-Kalk 467
Tretaspis (Trinucleus)-Schiefer T. III
Trias 47, 260, 266, 341, 369 bis 424, 548, 696, 700, 703, 705, 706, 707, 714, 720, 721, 724, 727, 728, 731, 732, 733, 734, 736, 737, 738, 739, 740, 741, 747
Trichinopoly-Gruppe 548
Trinan-Serie 131
trinodosus-Zone 406
Trinucleus-Kalk 155
— (Tretaspis) Schiefer 155, T. III
Tripel 21
Tristel-Schichten 529
Trochitenkalk T. VIII
Trogkofelkalk 307, 309, 335, 340, 345
Trogkofel-Stufe 338, 345
Trondhjemit 195
Trondhjem-Phase 151, 152, 155, T. III, 164, 193
Troskalk 466
Trysil-Phase 151, 152—154, T. III, 164, 193
— Sandstein 97
Tschauda-Stufe 606, 673
Tschernoretschensk-Horizont 345
Tschernyschin-Kalk 286
Tschimaevsk T. V
Tschudow-Schichten 233
Tula-Schichten 286
Tully-Kalk 238, T. V
Tundrenflora 647
Tungusker Becken 339, 362
Tunguskische Serie 292
— Stufe 290
Tuntsa-Savukoski-Serie 81
Turgai-Pforte 674
— Straße 613
Turon 501, 503, 521—522, 525, 532, 533, 535, 537, 538, 544, 546, 547, 548, 696, 714, T. XII
Tuval T. VIII
Tuxedi-Formation 480
Typengestaltung der Tierwelt 744
Tyrrhenisches Festland 609, 611
— Strandlinie 672

Überguß-Schichtung 43, 406
Ufa-Stufe 332, 345
Uhakustufe 153, T. III
Uinta-Schichten 618
Uitenhage-Serie (Formation, System) 539, 546, 547, 548, 549, 551, 740
Ulmen-Gruppe 221
ultrabasische Laven 530
ultrahelvetischer Bereich 626
Ultrametamorphose 72
Umia-Sandstein 483
— Schichten 539, 548
Undation 715, 718
Unkar-Formation 93
Unterbau 704
Untereozän 597
Unterkarbon 246, 247, 249, 251, 252, 253, 255, 260, 261, 262, 263, 265, 267 bis 272, 273, 281, 284, 285, 287, 288, 290, 293, 294, 296, 336, 337, 339, 344, 350, 361, 700, 707, 714, 728, 747
Unterkoblenz-Stufe 222, 224
Unterkreide 439, 441, 445, 526—532, 540, 541, 542, 543, 546, 547, 549, 551
Unterludlow 167, 181, 182, 185, 186, 187, 188, T. IV
Unternogg-Schichten 599
unterostalpine Zone 626, 627
Unterperm 728
Unterpliozän 580
Untertournai 246
Untervisé 246
Upa-Kalk T. V, 286
Uplifts 707
Upsala-Granit 655
Ural 356—357
Ural-Stufe 246
uralische Geosynklinale 235, 721
— Querstraße 350
Urgon 504, 527, 528, 530, 531, 535, 543, 546, 547, 549, 551, 740
Uriconian 86
Ursa-Stufe 292
Urstromtäler 657, 658, 661, 662, 666, 667
Urukawa-Stufe 542
Urzeugung 73
Utatur-Gruppe 548
Utica-Schiefer 164, T. III
Uzunlar-Stufe 673

Vaginatenkalk 153, T. III
Vakko-Formation 81
Valais-Trog 466

Valanginien T. XI
Val d'Arno-Fauna 612, T. XV
Valendis 518, 519, 522, 526, 528, 530, 538, 541, 542, 547, 549, 550, T. XI
Valentium 166, 167, 169, 173, 179, 180, 183, 184, 185, 186, 187, 188, 189, 190, 192, T. IV
Vallendar-Schotter 588
Vardar-Zone 629
Varenna-Kalk 406
varians-Mergel 455
— Schichten T. X
Variationen 742
Varisciden 293, 352, 353, 358, 359, 712
variscische Tektogenese (Orogenese, Gebirgsbildung, Bewegungen) 101, 111, 241, 358, 706, 713, 715, 739, 746, 747
variscischer Zyklus 719, 740
Varsovien 662
Vectian-Sea 519
Velgaster Staffel 662
Ventersdorp-Formation 96
Verebnungsstadium 714
Vereisung 336, 342—344, 362, 363, 747
Vereisung (Ursachen) 680 bis 686
Vereisungskurve 683, 684
Vermont-Phase 162, T. III
Verrucano 324, 334, 335
Verschwammung 459
Verse-Schichten 221, T. V
Verspätung, klimatische 684
versteinerter Wald 611
Verwitterung 16
Vexiö-Granit 655
Vidrio 340
Vignies-Schiefer T. V
Vierländer-Stufe 588
Villafranca-Stufe 560, 590, 612, T. XV
Villeton-Schiefer 546
Vindelizische Schwelle 399, 452, 455, 456, 466
Vireux-Schichten T. V
Virgal 336, 337, 338, 345
Virgil-Serie 295, 340
Visby-Mergel 183, 184, T. IV
Visé 255, 257, 259, 260, 261, 267, 269, 270, 271, 272, 284, 285, 286, 287, 289, 290, 291, 293, 296
Vishnu-Schichten 93
Vocontische Senke 464
Vocontischer Trog 526
Vollkiel 436, 437
vorgosauische Phase (Bewegungen) 535, 549, 628
vororgene Sedimente 698, 700
Vorsenke (s. auch Außensenke) 293, 353, 361, 600, 711
Vorverwitterung 66
Vulkanismus 4, 190, 226, 351, 417, 418, 481, 484, 487, 545, 593, 596, 602, 604, 615, 618, 620, 623, 624, 625, 636, 669, 687, 698, 700, 705, 706, 707, 721, 723
Vulkanite T. III, 296, 321, 322, 324, 338, 344, 390, 406, 409, 412, 413, 415, 416, 417, 419, 473, 476, 479, 480, 481, 531, 537, 543, 545, 581, 585, 593, 595, 596, 598, 602, 604, 610, 612, 616, 620, 673, 698

Waderner Schichten 322
Wagstädter Schichten 272
Waldenburger Schichten 281
Waldflora 647
Walkerde 19
wallachische Phase 605, 624, 628
Wälle 707
Wallsteine 585
Walsumer Sand 588
Walthersche Korrelationsregel 699, 700
Walton Crag 590, T. XV
Wang-Schichten 533, T. XII
Warthe-Eiszeit 655, 661, 662, 668, 685
Warven 55, 658, 663
Wasalemm-Oandu-Schichten 154, T. III
Wasatch-Schichten 618
Washakie-Schichten 618
Wästanå-Formation 82
Waterberg-Matsap-System 96
Waterlime 189, T. IV
Waucoban 129, 134
Waulsort-Fazies 270
Waw-Interglazial 655, 661
Wealden 495, 504, 517, 518, 519, 527, 546, 547, 548, 549, 570, T. XI, 696, 714, 732, 736, 737
— Schwelle 704
— Ton 519
Wechselphase 192
Weesensteiner Grauwacke 86
Weichsel-Eiszeit 655, 661, 662, 679, 685
Weimarer Stufe 678
Weismes-Gdoumont-Schichten T. V
Weißbach-Schichten 601
Weißdünen 666
Weißliegendes 326
Weißsteiner Schichten 281
Wellenkalk 393, 394
Wellington 340
Wengener Schichten 406, T. VIII
Wenlock 167, 169, 173, 180, 181, 182, 183, 184, 185, 186, 187, 188, 189, 190, 192, T. IV
Wenlock-Kalk T. IV
Werchojansker Komplex 479
Werfener Schichten 402, 408, 409, T. VIII
Wernigeröder Phase 522, 550
— Schichten 186
Wernsdorfer Schichten 530
Werragebiet 328
Werra-Serie 326
Wesenberger Schichten 155, T. III
Westfal-Stufe 246, 251, 259, 260, 262, 263, 265, 273, 274, 276, 277, 278, 281, 282, 284, 285, 286, 287, 291, 293, 294, 295, 296, 339, 344, 728
Westralische Geosynklinale 475

Westralischer Trog 236
Wetluga-Serie 333, 410
Wettersteinkalk 403, T. VIII
Wettiner Becken 281
— Schichten 281
Weyburn Crag 649, 659
Whitcliff flags 181, T. IV
White River-Serie 618
Wianamatta-Schiefer 344
Wichita 340, 360
Wichita-Albany-Serie 340
Wiehengebirgsquarzit 460
Wiener Becken 600, 602—603
— Sandstein 530
Wildflysch 533, 534, 597, 599, 626
Willendorfer Stufe 678
Wind-River-Schichten 618
Winkeldiskordanz 45
Winenne-Schichten T. V
Wisconsin-Eiszeit 675
Wisingsö-Formation 97
Wissenbacher Schiefer 226, 227
Witteberg-Sandstein 240, 296
Witwatersrand-Formation 96
— Serie 101
Wocklumeria-Stufe 239, 246
Wolfcamp-Stufe 295, 304, 332, 340, 345
Wolga-Stufe 477, 478, 480, 484
Woolhope-Kalk 181, T. IV
Word-Stufe (Formation) 340, 341, 345
Woronesch-Schichten 234, T. V
Wrekin-Quarzit 120, 134
Würm-Eiszeit 668, 670, 673, 674, 685
Würm-Interglazial 678, 679
Würm-Stadium 672
Wurzelboden 247
Wu-t'ai-System 94

Yangsinian 338, 345
Yenshan-Faltung 719
Yoldia-Meer 664, 666, 687
Yoldia-Fauna 649
Yoredale-Gruppe 269
Ypern-Stufe T. XIV
— Ton 584, T. XIII

Zadonski-Schichten 234
Zahorany-Schichten 157, T. III
Zaphrentis-Zone 267
Zdiče-Schichten 157, T. III
Zechstein 301, 303, 307, 309, 311, 312, 325, 334, 335, 345, 697, 707, 722, 730
Zechsteinkalk 326, 327
Zeitrechnung 701
Zelkovice-Schiefer T. IV
Zementstein 585
Zementsteingruppe 269
Zentraliden 711, 712
Zentralplateau 282, 283, 284, 324, 457, 720
Zentralzone 360
Zewan 336
Zinkblende 326
Zitec-Konglomerat 134
Zlambach-Schichten 404, 405, 412, T. VIII
Zohoin-Serie 413
Zone 48
Zürich-Phase 670
Zweischaler 173
Zwischengebirge 712, 723
Zwischenschicht 64, 393
zyklische Sedimentation 695, 698, 700
Zyklothemen 696, 697, 703
Zyklus 718

FOSSILVERZEICHNIS

Bei den abgebildeten Fossilien ist die entsprechende Seitenzahl mit einem Stern versehen. Die Bezeichnungen T. I (usw.) beziehen sich auf die eingefügten stratigraphischen Tabellen.

Abies 674
— pectinata (Weißtanne) 647
Abietineen 495, 561
absolute Belemniten 733
Acanthoceras 509, 538
— lyelli T. XI
— mantelli 548, T. XII
— rhotomagense 508*, 537, 540, 546, 548, T. XII
— woolgari 509
Acanthoceraten 510
Acanthocladia 306*, 307
Acanthocrinus 27
Acanthodes 203, 316*, 319, 322, 737
Acanthodiscus 505, 538
— radiatus T. XI
Acanthoplites 506*, 507, 539
— furcatus 507
— jacobi T. XI
— milleti 507
— nolani T. XI
— schmidti T. XI
Acanthoteuthis 459
Acaste 145
— downingiae 169, 170*, 181, 183, 184
Acer (Ahorn) 562*, 615
— platanoides 647
Aceratherium T. XIV, 576*, 577
Aceratherium incisivum 595, 603, T. XV
— lemanense T. XV
Acerocare ecorne 120, 124, 134
— granulatum 124
Acervularia 178, 181
— luxurians 176*
Acidaspis 149, 169
— buchi 157
— dufrenoyi 170*
— mira 187
Acidograptus acuminatus 186
Aconeceras 505, 541
— haugi T. XI
— nisum 506*, T. XI

Acreodi 579
Acrochordiceras 385, T. VIII
— carolinae 380*
Acrodus 319, 382*, 386, 398, 446
Acrolepis 319
Acrosalenia 446
Acrospirifer 211
Acroteuthis (s. Belemnites subquadratus)
— subquadratus 510, 512*, T. XI
Acrothele 116*, 117, 126, 132
— granulata 124
Acrotreta 116*, 117, 132, 149
— socialis 120
Actaeonella 502*, 504, 535, 546, 550, 732
Actaeonina 433
Actinocamax 510, 541, 733
— granulatus 511, T. XII
— mammillatus 511, 523, T. XII
— plenus 525, T. XII
— quadratus 511, 512*, T. XII
— westfalicus 511, T. XII
Actinoceras 733
Actinocrinus 265
— multiradiatus 258*
Actinocystis 176*, 177
Actinopterygia (Strahlenflosser) 205, 265, 319, 387, 447, 737
Actinostroma 226
Adapis T. XIV, 578*, 580, 586
Adiantites 249
— oblongifolium 248*
Adrianites 314*, 315, 317, 332, 340
Aeger 445
Aeglina 145, 157
— binodosa 142*
— perarmata 158
Aegoceras 481
— bifer T. IX
— capricornu 434*, 436, T. IX
— lacunatum T. IX
— maugenesti T. IX
— planicosta 434*, T. IX
Aegoceras valdani T. IX
Aegoceraten 386, 436
Aeluroidea 580
Aepyornis 650
Aëtosaurus 390
— ferratus 388*
Africanthropus 677
— njarasensis 677
Aganides (s. auch Imitoceras) 261, 264*, 294
Agathiceras 262, 285, 288, 315, 334, 335, 340
— frechi 340
— micromphalum 344
— suessi 314*
Agnathi 179, 203, 737, 740
Agnostiden 113
Agnostus 115, 128, 132, 133, 143, 145
— atavus 124
— dux 149
— intermedius 124
— laevigatus 120, 124
— lundgreni 124
— parvifrons 120, 124
— pisiformis 114*, 120, 124, 134
— rex 124
— trisectus 121
Agoniatites 206, 227, T. V
— falcistria 222
— zorgensis 223
Agraulos 127
Ahorn (Acer) 561, 647
Akidograptus s. Cephalograptus
Alces (Elch)
— latifrons 653
— palmatus 653
Alcyonaria 729
Alectryonia 499
— marshi 432
— montis caprilis 379
Alethopterides 251
Alethopteris 249, 251
— decurrens 250*
— grandini 303
Algen 727
Allactaga 651
Alloiopteris 251
Allorisma 312
— elegans 310*
Allosaurus 449
— agilis 450*
Alnus (Erle) 561, 562*, 647
Alsatites 436
Althelleniten 728
Alveolina 611, 614, T. IV, 608, 610, 620
— oblonga 608
Alveolinella 563
Alveolinelliden 563
Alveolites 175, 217, T. V
Amaltheus 436
— costatus T. IX
— margaritatus 434*, 478, T. IX
— spinatus 434*
Amblypoda 573, 616, 618
Amblypterus 316*, 319, 322, 325, 333
Amiskwia 115, 118*
Ammodisciden 427
Ammodiscus 252, 254*, 374
Ammoneen 287
Ammonoideen 205—207, 261—263, 312—317, 369, 383—386, 433, 443, 504 bis 510, 733—735
Amnigenia 203
— rhenana 226
Amphibien 111, 265—267, 319, 387, 447, 513, 572, 737
Amphicyon 580, 596, 618, T. XV
— lemanensis T. XV
Amphiperatherium rhodanicum T. XV
Amphipoden 317
Amphipora 230, T. V
— rimosa 217, 226
Amphistegina 563, 621
— haueri 564*
Amphisyle 572, 574*, T. XIV, 593, 595
Amphitherium 444*, 449
Amphitragulus 579, T. XV
Amplexocarinia 305, 306*
Ampyx 145, 153, 157
— nudus 142*
— portlocki 155
— rostratus 155
— salteri 149
— tumidus 149

Amussium 566*, 567
Anabacia 426*, 431
Anahoplites splendens 507, 508*
Ananchytes (Echinocorys) 511
– ovata 513, 523
Anarcestes 206, 208*, 227, T. V
– lateseptatus 226
– praecursor 223
– vittiger 227
Anarcestiden 206
Anasibirites 414
Anaspiden 178, 389
Anchilophus 575, T. XIV
Anchitherium 575, 576*
– aurelianense 596, T. XV
Ancilla glandiformis 600, 603, 612, T. XV
Ancistroceras 154
Ancyloceras 507
– matheroni 506*, T. XI
– scalare T. XI
Ancylus 571, 650
– fluviatilis 648*, 649, 664
Andrias 572
Angelina sedgwicki 149
Angiospermen 373, 497, 728, 739
Anisocardia 432, 462
– minima T. X
Annularia 247
– stellata 248*
Anodonta 501
– postera 398
Anodontophora (Anoplophora) 381
– fassaensis 405, 414
– lettica 378*
Anomalina 496*, 498
Anomia girondica 607
Anomocare 133
Anomodontia 320, 390
Anomozamites 373, 427
– marginatus 370*
Anoplophora (s. Anodontophora) 381
– lettica 403
Anoplotheriidae 579
Anoplotherium 578*, 579
– commune T. XIV
Antedon 511
Anthozoen 729
Anthracoceras 262, 264*, 315
– cf. aegiranum 287
– aegiranum 276
Anthracomya 260, 290
– phillipsi 258*
Anthracosaurus 266
Anthracotherium T. XIV, 578*, 579, 593, 611
– magnum 608
Antiarchi 203, 737
Anura (Frösche) 265, 737
Aphotohyoidea 203
Aphyllites 237, T. V
– fidelis 222, 223
Apidium 611
Apiocrinus 442*, 446
Apodiden 391
Aporrhais 570, 587, 619
Aptychus 530
– didayi T. XI
Aralia 496*
Araucaria 427, 495, 637
Arca 567, 585
– barbata 566*
– diluvii 603, T. XV
– glacialis 649, 664
– oreliana 234
– turonica 603
Arcestes 384, 386, 414, T. VIII
– bufo 403
– gigantogaleatus 404
– intuslabiatus 380*
Arcestidae 315, 384
Archaeanthropini 677
Archaeocalamites 296, 728
Archaeocidaris 258*, 265, 317
Archaeocyathiden 119, 136, 729
Archaeocyathus 75, 118*, 121, 125, 128, 131, 132, 133, 134, 136, 739
Archaeopodocarpus 304
Archaeopterides 249
Archaeopteris 203, 249
Archaeopteryx 444*, 449, 459
Archaeornis s. Archaeopteryx
Archanodon 220
Archegosauriden 266
Archegosaurus 319, 322
Archegosaurus decheni 316*
Archidiskodon 620
Archimedes 255, 295
Archosauria 389, 447
Arctoceras 414
Arctocyon 579, 585, 618
Arctoidea 580
Arctomys (Murmeltier) 651
Arenicolites 115
Arenicoloides 391
Arethusina 169
– konincki 170*, 187
Argiope 565
Arietites 436, 479, 481
– bucklandi 434*, T. IX
– obtusus T. IX
– sauzeanus T. IX
Arpadites 385, T. VIII
– cinensis 380*
– waageni 407
Arsinoitherium 573, 611
– zitteli 574*
Arthrocephala 77
Arthrodira 203, 737
Arthropleura 263
Articulaten 369, 386
Artinskia 313, 340
Artiodactyla 577–579
Asaphellus 149
Asaphiden 143, 169
Asaphus 143, 145, 157, 158, 163
– broeggeri 153
– eichwaldi 153
– expansus 142*, 153, 154
– lepidurus 153
– macrurus 155
– platyurus 154
– powisi 149
– raniceps 153
– tyrannis 149
Ascoceras 171
– bohemicum 172*
Aspidella 78
Aspidiscus 499, 500*
Aspidobranchia 312
Aspidoceras 439, 463, 476, 481
– acanthicum 440*, 468
– biarmatum 459
– perarmatum 472, 477, 483, T. X
Aspidorhynchus 447

Aspidosoma (s. Encrinaster)
Assilina 563, 564*, 607, 611, 614
— exponens T. XIV, 598
Astarte 381, 432, 460, 501, 539, 567
— borealis 590, 648*, 649, T. XV
— elegans 430*
— permocarbonica 310*
— triasina 378*
— vallisneriana 332
— vetula 589
Astartella 260
Astartiden 567
Asterocalamites 247, 252, 284, 290, 296
— scrobiculatus 248*
Asteroideen 386
Asterolepis 203, 233
Asterophyllites 247
Asterotheca meriani 373
Asterozoen 736
Astieria 474, 505, 538, 547
— astieri 506*, T. XI
— scissa 547
Astraeidae 374, 499
Astraponotus 619
Astrophyllum 214*, 215, T. V
Astylospongia 147
— praemorsa 144*
Ataxioceras 440*, 441, 443
— polyplocum T. X
Atelophyllum 214*, 215, T. V
Athyris 213, 226, 260, 311, 731
— avirostris 222
— caeresana 222
— pectinifera 327
— undata 225
Atikokania 74, 75, 76, 91, 729
Atomodesma 338
Atractites 383, 733
— obeliscus 372*
Atrypa 180, 213, 226, 731
Atrypa marginalis 183
— reticularis 173, 174*
— uralica 233
Aturia 567, 603, 608, 611, 612, 621
Aturia aturi 566*
Aucella 432, 461, 473, 475, 476, 477, 479, 481, 499, 542, T. XI
— blanfordi 538
— bronni 478
— crassicollis 541, 543
— fischeri 477
— gryphaeoides T. XI
— keyserlingi 541, 543
— krotovi 477
— mosquensis 477
— pallasi 428*, 477, 478
— volgensis 541
Aucellina 541
— gryphaeoides 501, 502*
Auerochse (Bos primigenius) 653
Aulacoceras 383, 733
Aulacopleura 218
Aulacosphinctes 474, 481
Aulacostephanus 440*, 441
— groenlandicus 478
— pseudomutabilis 477, T. X
— yo T. X
Aulacothyris 375, 431
Aulocopium 147, 178
Aulopora 33, 305
Aulosteges 309
— tibeticus 308*
Aurignac-Mensch 678, 679
Austern 567, 603
Australopithecinen 677
Austriella 375
Avicula 187
— contorta 376*, 377, 398, 404, 410, 412, T. VIII
— iberica 400
— limaeformis 586
— stampiensis 587
Aviculiden 209, 260, 311, 567
Aviculopecten 290, 311, 344
Avonia (s. Productus) 257
— arcuatus 257
— bassus 257
— fallax 257
— niger 256*, 257
Axinea (Pectunculus) 608
— cor 608
— obovata T. XIII, 588, 593, T. XIV
— pilosa 589, 603, T. XV
Axis 653
Axonolipa 139
Axonophora 141
Aysheaia 118*

Bacterium calcis 20
Bactrites 206
— elegans 208*
Baculites 505, 541, 544, 548, 735, T. XII
— faujasi 508*
Baiera 304, 374, 427
— digitata 290, 302*, 304
— münsteriana 426*
Bailiella aequalis 124
Bairdia 263, 386, 445, 511
— pirus 382*
Bakewellia 312, 377
— antiqua 310*, 327, 332
— ceratophaga 310*, 327, 332
Bakterien 20
Balatonites 385, 386, 394, T. VIII
— egregius 380*
— ottonis 406
Baluchitherium 576*, 577, 613, 616
Bandfarne 374
Bär 651
Bärlappgewächse 246, 247, 303
Barroisiceras 509
— haberfellneri 508*, 535, T. XII
Batocrinus 265
Becksia 500*
— soekelandi 499
Belemnitella 537, 545, 733
— lanceolata 538, 541, T. XII
— mucronata 511, 512*, 523, 534, T. XII
Belemniten 369, 443—444, 475, 476, 478, 479, 510 bis 511, T. IX, 733
Belemniten, absolute 733
Belemnites absolutus 442*
— acuarius 442*, 445, T. IX
— acutus 442*, 451, T. IX
— africanus 547
— breviformis T. IX
— canaliculatus 442*, 445
— clavatus 442*, 451

Belemnites compressus 442*
— ewaldi T. XI
— gerardi 474, 538, 547
— giganteus 454, T. X
— hastatus 442*
— lateralis 541
— panderi 442*, 477
— paxillosus 442*
— pistilliformis T. XI
— semihastatus 28
— similis T. IX
— subabsolutus 477
— subquadratus 541
— tripartitus 442*, T. IX
— ventroplanus 442*
Belemnopsis 442*, 445, 526 (s. auch Belemnites canaliculatus)
Belgrandia germanica 650
— marginata 650
Bellerophon 147, 171, 209, 233, 312, 334, 335, 375, 732
— impressus 336
— jacobi 310*
Beloceras 207, 228, 231
— tenuistriatum 208*
Belodon 390, 417
Beloptera 566*, 567
Belosepia 566*, 567
Beltina 78
Beneckeia 384, 411
— buchi 380*, 394
— tenuis 392, 394
Bennettiteen 373, 426*, 427, 495, 497, 739
Berenicea 565
Berriasella 474, 481, 505, 526, 538
— abscissus 507
— chaperi 505
— ciliata 459, T. X
— pontica 507
— privasensis 463, 465, 505, 506*
— rjasanensis 541, T. XI
Betula alba 647
— nana 647
— prisca 562*
— pubescens 647
Beyrichia 171, 182, 183, 184
— tuberculata 170*
Beyrichites 414
Biber 651
Bigotina 125
bikonvexe Anwachsstreifung 206
Billingsella 117, 120
Bilobites 159, 160, 183
— biloba 144*, 147, 173
Biloculina 563
Biradiolites 504
Birke (Betula) 561, 647
Birkenia 170*, 178
Bison priscus 653, 675
Bithynia 433, 603
— gracilis 602
— tentaculata 568*, 571, 648*, 650, T. XV
Blastoideen 111, 217, 263, 317, 736
Blattoideen 445
Blaualgen 20
Bödenkorallen (s. auch Tabulaten) 111, 217, 253, 305
Bolboporites 153
Bolbozoe anomala 185
Bolivina 496*, 498, 565
Borelis 563, 564*
Bos T. XV
Bos primigenius 653
Bostrychoceras 505
— polyplocum 508*, T. XII
Bothriolepis 203, 240
— cellulosa 233
Bothrodendron 240, 249
Bouleiceras 483
Bourgueticrinus 511, 512*, 572
Bournonia 504
Brachiopoden 77, 111, 117, 146—147, 173, 209—213, 307—311, 369, 374—375, 431, 499, 565, 730, 740
Brachiosaurus 449, 515
— brancai 448*
Brachydirus 203
Brachymetopus 218, T. V, 263, 317,
— pénaui 216*
— uralicus 258*
Brachyodus onoideus T. XV
Brachypotherium 577
Brachyuren 511
Bradiphyllum 305
Branchiosaurus 266, 316*, 319
Brancoceras 261
Brasenia purpurea 647
Breves (Belemnites) 443
Brodia 570, 592
— escheri 568*, 570, 585, 595, 602
Bronteidae 218
Bronteus 155, 169
— anderssoni 190
Bronteus (Scutellum) planus 170*
Bronteus (Thysanopeltis) speciosa 216*
Brontosaurus 514*, 515
Brontotherium 576*, 577
Bryograptus 139
— kjerulfi 140*
Bryozoen 20, 183, 213, 255, 305—307, 326, 327, 344, 374, 499, 565, 601, 603, 605, 610, 730
Bucania 312
Buccinum 570, 603, 649
— undatum 649
Buche (Fagus) 561, 647
Buchiceras 510
Buchiola 226, 227, 228, 238
— restrostriata 209, 210*, 228, 229, 235, T. V
Buettneria 387
Bulimina 496*, 498, 565
Buliminus tridens 650
Bulimus 571
Bulla clausa 585
Bulliden 571
Bumastus 155
Buxus 647

Cadoceras 437, 439, 476
— elatmae 477
— sublaeve 438*
— tschefkini 478
Cadomella 431, T. IX
Cadomites 468
Calamariaceen 247
Calamites 247, 301
— suckowi 248*
Calamostachys 247
Calcarina 496*, 498, 563
Calceola 33*, 236
— sandalina 213, 214*, 226, T. V

Calceolaceen 178
Callavia 113, 129, 134
— broeggeri 114*
— callavei 120
Callianassa 502*, 511
Callicrinus 175
— costatus 174*
Callihoplites auritus 507
Callipterides 251, 728
Callipteridium 251, 303, 322
— gigas 303
— pteridium 250*
Callipteris 249, 294, 301, 302*, 303, 322, 324, 338, 339
— conferta 290, 303, 321
Caloceras 435, 436
Calophyllum 253, 254*
Calostylis 177, 178
Calpionella 465
Calymene 143, 145, 155, 163, 169, 171, 181
— arago 159, 160, T. III
— blumenbachi 149, 157, 169, 170*, 181
— intermedia 183, 184
— pulchra 157, 158
— tristani 142*, 143, 159, 160, T. III
Calymenidae 218
Camarophoria 213, 259/60
— aldoga 233
— schlotheimi 308*, 311, 327
Camarotoechia 260 (s. auch Rhynchonella pleurodon)
Cameliden 618
Camerata 217, 265
Camerina (Nummulites) germanica 586
Camerinidae 563
Campanile giganteum 568*, 570 (s. auch Cerithium)
Campophyllum 214*, 215, 217, T. V
Camptopteris 371
— spiralis 398, 425
Campylognathus 447
Canaliculati (Belemnites) 445
Cancellaria 570
— cancellata 568*
Cancellophycus 425, 453, 463, 465, 467
— scoparius 426*
Cancrinus 445
Candona 445, 462
Caninia 246, 254* 255, 269
— cornucopiae 254*
— sophiae 345
Canis 580
— lagopus (Eisfuchs) 651
Canoidea 580
Capitosaurus 387, 416
Caprina 503, 532
— adversa 502*
Capriniden 503
Caprinula 33, 503
Captorhinomorpha 267
Capuliden 207
Capulus 588
Carbonicola 260
— acuta 258*
Carcharodon 572
Carcinophyllum 254*, 255
Cardiaster 511
— fossarius T. XII
Cardinia 432
— concinna T. IX
— hybrida 430*
— listeri T. IX
Cardioceras 437, 439, 469, 476, 480
— alternans 459, 477, 478
— cordatum 440*, 460, 462, 477, T. X
— cordiforme 479
— kitchini 478
— nathorsti 478
Cardioconchen 260
Cardiola 186, 187, 209
— cornucopiae 172*, 173
— interrupta 172*, 173, 181, 182, 185, 186, 187, 188
Cardiomorpha 260
— oblonga 258*
Cardiopteris 249, 290, 294
— polymorpha 248*
Cardita 567, 589
— beaumonti 533, 540
— crenata 378*, 381, 406
— guembeli 381, 403, T. VIII
— jouanneti 600, 601, 603, 608, 612, T. XV
— michaudi 600
— (Venericardia) planicosta 566*
— praecursor 381
Cardita scalaris 603
— senilis 589
Cardium 432, 503, 569, 587, 602
— burdigalense 603
— cingulatum 588
— edule 649
— groenlandicum 590, 647, T. XV
— hoernesi 603
— kübecki 603
— obsoletum 605
Carelozoon 75, 76, 81
Carnites T. VIII
— falcifer 403
— floridus 382*, 403
Carnivoren 579, 618
Carpinus (Hainbuche) 562*
Caryocystites 144*, 148, 158
— aranea 153
Caryophyllia 499
Cassianella 377, T. VIII
— decussata 400
— gryphaeata 376*, 406
Cassis 593, 603
— saburon 568*, 570, 608
Catarhinen 580
Catinula knorri 432, 455
Caturus 447
Caulopteris 249, 304
Caytoniales 373, 427
Cellepora 565
Celtidae 317
Celtites 384, 403, T. VIII
— subhumilis 378*
Centronella 311
Cepaea (s. auch Helix)
— christoli 568*, 571, 600, T. XV
— girondica 608
— rugulosa 568*, 571, 601, T. XV
— silvana 568*, 602, T. XV
— sylvestrina 568*, 595, 602, T. XV
Cephalaspiden 178, 203
Cephalaspis 203
Cephalograptus 167
— acuminatus 166, 168*
— cometa 166, 168*, 186
Cephalopoden 117, 147, 173, 732, 740 (s. auch Ammonoideen)

Ceraterpeton 266, 268*
Ceratiocaris 185
Ceratites 385, 386, 396, 400, 414, T. VIII
— antecedens 385, 394
— atavus 385, 396
— binodosus 406
— compressus 385, 396
— decipiens 414
— dorsoplanus 385, 396
— evolutus 396
— münsteri 385
— nodosus 380*, 385, 396
— primitivus 385
— pulcher 385, 396
— raricostatus 385
— robustus 385, 396
— semipartitus 380*, 385, 396
— similis 385
— spinosus 385, 396
— subrobustus 414
— trinodosus 380*, 385, 402, 406, 410, 412, T. VIII
Ceratodus 382*, 398, 416, 528
Ceratopsidae 515
Ceratopyge 143
— forficula 142*, 152
Ceratorhinus 576*, 577
— (Rhinoceros) schleiermacheri 576*
Ceriopteris 427
Cerithium 593, 598, 607, 608
— diaboli T. XIV, 597
— disjunctum 603
— duboisi 603
— giganteum 568*, 570, T. XIII, 610, T. XIV
— (Potamides) lamarcki 568*
— lignitarum 603, 611
— margaritaceum 568*, 570, T. XIV, 593
— montense T. XIV
— mutabile T. XIII, T. XIV
— pictum 603, T. XV
— submargaritaceum 595, 602, T. XV
— variabile T. XIV
Ceromya 433
Cervus T. XV
Cervus capreolus (Reh) 653
— dama (Damhirsch) 653
— elaphus (Edelhirsch) 653
Cervus martialis 578*
— matheroni 578*
— megaceros 653
— megaceros germanicus 653
— megaceros giganteus (Riesenhirsch) 653
— megaceros hibernicus 653
— megaceros mosbachensis 653
— megaceros verticornis 653
— süßenbornensis 653
Cetaceen 580
Chaetetes 175, 305
Chaetognathen 115
Chaetopoden 115
Chalicotherium 577, 612, 651, T. XV
Chama 567
— lamellosa 566*
Characeen 561, 610
Chasmops 145, 146, 149, 153, 154
— odini 142*, 155
Cheiloceraceen 206, 207
Cheiloceras 207, 208*, 229, 239, T. V, 261, 315, 734
Cheilostomata 499, 565
Cheirolepis 205
— trailli 204*
Cheirurus 145, 155, 169
— insignis 170*
— sternbergi 186
Chelonides 398, 447
Chemnitzia 406
Chirotherium 390, 393*
— barthi 391
Chlamys 567
Choeropotamus T. XIV, 596
— steinheimensis T. XV
Choerotherium T. XV
Chondrites 599
Chondrostei 319, 387, 737
Chonetes 173, 239, 257, 307, 334
— dilatata 222
— hardrensis 256*
— striatella 174*, 181, 182, 183, 184, T. IV
Chonophyllum 177, 178
Choristites (s. auch Spirifer) 286, 287
— mosquensis 256*, 259, 286, 287, 291, 292
Choristoceras 384, 403
— marshi 382*, 405, T. VIII
Chrysodomus contrarius 590, T. XV
Chuangia 131
Chuaria 77
Cidaris 386, 406, 446, 460, 511, 572
— coronata 442*
— tombecki T. XIV
Cinnamomum (Zimtbaum) 562*
Cistecephalus 341
Cladiscites 384, 403, 409, 414, T. VIII
— subtornatus 382*
— tornatus 404
Cladodus 265
Cladophlebis 403, 413
Cladoselache 203
— fyleri 204*
Clarkeia antisiensis 191
Clathropteris 370*, 371, 403
Clausilia 571
— parvula 650
Clavati (Belemnites) 443
Cleiothyris 260
Climacoceras 620
Climacograptus 141, 156, 161, 167
— peltifer 140*
— wilsoni 140*
Climatius 203
— reticulatus 204*
Clionites 414, 417
Clisiophyllum 254*, 255
Clitambonites 147, 153, 155, 161, 213, 731
— verneuili 146*
Clonograptus 161
Clymenia 205, 207, 229, 230, 239, 315, 733
— annulata 207
— (Laevigites) laevigata 207
— (Oxyclym.) undulata 207
Clypeaster 572, 603, 607, 610, 612
Clypeus 446
— ploti 442*
Cnemidiastrum 428*, 429
Coccolithen 20
Coccoseris 147, 175
Coccosteus 203, 220, 737

Coccosteus decipiens 204
Cochloceras 384, 404
— fischeri 382*
Coebochoerus 586, T. XIV
Coelacanthiden 387
Coelacanthus 265, 319, 416
Coelenteraten 119, 147, 175 bis 178, 729
Coeloceras 434*, 437, 439, 478, 479
— crassum T. IX
Coelochrysalis 377
Coelodonta 577
— antiquitatis 648*, 652
Coelolepiden 178
Coelolepis 178
Coeloma balticum 571
Coelonautilus 261, 310*
Coeloptychium 499, 500*
Coeloteuthis (s. auch Belemnites acutus) 442*, 443
Coenograptus linearis 158
Coenothyris vulgaris 372*, 375
Coleopteren 445
Collenia 75, 77, 95, 98, 727
Collyrites 446
Colobodus 387
Columbiceras 546
Columbites 415
Comelicania 311
Composita ficoides 260
Compsognathus 444*, 449, 459
Conaspis 113
Conchidium (s. auch Pentamerus 183
— knighti 173, 174*, 181
Conchodon infraliasicum 405
Conchodus dolomiticus 407
Condylarthra 573, 618
Congeria 567, 600, 612
— basteroti 603
— novorossica 605
— romana 605
— subglobosa 603, T. XV
Coniferen 304, 374, 476, 728
Conocardium 235, 260
— uralicum 258*
Conoclypeus 572, T. XIV, 598
Conocoryphe 113
Conocoryphe coronata 126, 127, 128
— exsulans 120, 124, 134
— heberti 128, 134
— sulzeri 114*, 126
Conodonten 119, 148
Conularia 127, 172*, 173, 239, 312, 341, 342, 344, 433
— laevigata 336
Conus 504, 587
— dujardini 568*, 570, 589, 603, T. XV
Corbicula faujasi 566*, 569, 595, T. XV
— fluminalis 569, 648*, 649, 660
Corbis 569
— lamellosa 566*
Corbula 433, 545, T. X, T. XIII
— carinata 569
— gallica 566*, 569
— gibba 569, 590, 605, 612, T. XV
— inflexa 461
— lamarcki 585
— mosensis 461
— pisum 569
Cordaites 250*, 252, 295, 304, 728
Cornuproetus 218
Cornuspira 374, 429, 498
Corophioides 115
Corycium 74, 75, 76, 80, 117
Corynella 429
Corynexochiden 114*
Coryphodon 573, 574*, T. XIV, 618
Coscinocyathus 147
Cosmoceras 386, 437, 439, 476
— castor 477, T. X
— duncani 477
— enodatum T. X
— guilelmi 477
— jason T. X, 477
— ornatum 438*, 456, 472, 477, T. X
— pollux T. X, 477
Cosmophyllum 215
Costaten 217
Cotylosaurier 267, 320, 387, 391, 738, 740
Crania 147, 431, 499, 565
— ignabergensis 500*
Craspedites 441, 476, 505
— kaschpuricus 477
— nodiger 477, T. X
— spasskensis 541, T. XI
— subditus 440*, 477, T. X
Crassatella 503, 567, 587
Craticularia 428*, 429
Cravenoceras 262, 294
Credneria 496*, 497, 524
Crenaster 608
Creniceras 437, 469 (s. auch Oecotraustes)
— renggeri 438*
Creodontier 573, 579, 580, 618
Cribrospira 252, 254*
Cribrostoma 252, 254*
Crickites 228, T. V
Crinoideen 111, 148
Crinoiden 175, 217, 263, 369, 386, 446, 511, 736
Crioceras 506*, 507, 510, 531, 539, 542, 546
— capricornu T. XI
— duvali T. XI
— emerici T. XI
— fissicostatum T. XI
— rarocinctum T. XI
— sparsicosta T. XI
— strombecki T. XI
Cristellaria 426*, 429
Cro-Magnon-Rasse 679
Crossopterygier 111, 205, 220, 265, 319, 387, 447, 737, 740
Crotalocrinus 175, 183
Cruziana 119, 123
Cryphaeus 218
— laciniatus 216*
Cryphops 219
Cryptaulax 433
Cryptolithus (s. auch Trinucleus, Tretaspis) 145
— bureaui 159, 160, T. III
— goldfussi 142*, 157
— ornatus 157
— seticornis 149, 155
Cryptonerita 375
Cryptostomata 307, 730
Cryptozoon 75, 148, 160, 727

Ctenocrinus 217
Ctenodonta 146*, 147, 209
Ctenopyge 124
Ctenostreon 432
Cucullaea 539, 567
— crassatina 566*
Cucullella 173
Cupressineen 427
Cupressocrinus 216*, 217, 226
Cuspiteuthis 442*, 445 (s. auch Belemnites acuarius)
Cyanophyceen 20, 75, 119, 133, 136
Cyatheaceen 427
Cyathocrinus 175
— longimanus 174*
Cyathophyllen 213
Cyathophyllum 27
— helianthoides 215
— hypocrateriforme 214*, 215
— quadrigeminum 215
Cybele verrucosa 149
Cycadeen 427, 476, 495, 728
Cycadophyten 304, 373, 427
Cyclaster brünnichi T. XII
Cycloclypeus 564*, 565
Cyclolites 499, 500*, 535, 537, T. XII
Cyclolobidae 315
Cyclolobus 313, 315, 334, 335, 337, 342, 345
— oldhami 314*, 336
Cyclopyge illaenoides 156
Cyclostigma 203, 247, 271, 728
Cyclostoma 570
— antiquum 568*
— mumia T. XIV
Cyclostomata 431, 499, 565
Cyclotosaurus 416
Cylindrophyma 428*, 429
Cylindroteuthis 442*, 445, 476, 543 (s. auch Belemnites absolutus)
Cyloclypeus 615
Cymaclymenia 207
Cymatoceras 504
Cynodictis 578*, 580
Cynodon 580
Cynodontia (Dwinia) 320, 390
Cynognathus 320, 389, 416
Cypellia 428*, 429
Cyphaspidae 218
Cyphosoma 442*, 446, 572
Cypridea 511, 517
— valdensis 502*, T. XI
Cypridinen 228
Cyprina 503, 584
— islandica 569, 648*, 649, 673
— lunulata T. XIII, T. XIV
— morrisi 566*, 569, T. XIII, T. XIV
— perovalis 613
— planata T. XIII, T. XIV
— rotundata 566*, 569, T. XIV, 587, 588, 593
— scutellaria T. XIII, T. XIV
Cypris 445, 571
— faba 592
Cyrena 432, 461, 462, 503, 517, 526, 527, T. X, T. XIII
— bronni 502*
— convexa T. XIII, 593, 595, T. XIV
— cretacea T. XI
— gravesi T. XIII, T. XIV
— semistriata 566*, 569, T. XIV
— tombecki 462
Cyrtia 173, 183, 209, 211
— exporrecta 174*, 183
Cyrtina 211, 213, 226, 259, 375
— murchisoni 212*
Cyrtoceras 222
— corbulatum 172*
Cyrtograptiden 167
Cyrtograptus 167
— grayae 167
— lapworthi 167
— linnarssoni 167, 168*
— lundgreni 167, 168*
— murchisoni 167, 168*, 186
— rigidus 167, 168*, 186
— spiralis 167
— symmetricus 167
Cyrtospirifer 211
Cyrtosymbole 218, T. V, 263
— conifera 216*
Cystecephalus 320
Cystideen 111, 117, 128, 146, 148, 175, 217, 263, 317, 736
Cystiphylliden 177
Cystiphyllum 176*, 177, 178, 213
Cythere 386, 571
— tulensis 234
Cytherea 569
Cythereis 511
Czekanowskites 414

Dactylioceras 437
— commune 434*, T. IX
Dactyloteuthis 442*, 443 (s. auch Belemnites compressus)
Dadocrinus gracilis 382*, 386, 394, 402, 406, T. VIII
Dadoxylon 341, 417
— tschichatscheffi 339
Dalila 187
Dalmanella 144*, 147, 149
Dalmanites 145, 157, 169, 181, 237
— caudatus 169, 170*, 181
— crypheus 186
— socialis 142*, 157, 160
— tuberculatus 223
Dalmanitinae 218
Damhirsch (Cervus dama) 653
Danaeopsis 416, 426*
Daonella 403
— indica 410, 412
— lommeli 376*, 377, 400, 403, 406, 410, T. VIII
— moussoni 406
— styriaca 407, 409, 410, T. VIII
— taramelli 406
Dapedius 444*, 447, T. IX
Daraelites 313, 334
— meeki 314*
— cf. texanus 288
Dasycladaceen 369, 727
Dasyporellen 371
Dayia navicula 173, 174*, 181, 183, 185, 231
Decapoden 317, 369, 386, 511, 736
Dechenella 218

Dechenella burmeisteri 216*
Dechenoceras 509
— coesfeldiense 508*, T. XII
— vari T. XII
Deiphon 169
Deltatheridium 573
Deltatherium 517
Delthyris 209, 211
Demirastrites convolutus 186
— triangulatus 186
Dendroidea 169
Dendrophyllia 564*, 565
Dentalium 375, 433, 569
— rectum 649
— sexangulare 568*
— torquatum 394
Derbya 257, 307
— crassa 256*
— hemisphaerica 336
Deroceras 436
— armatum T. IX
— davoei 434*, 436, T. IX
Desmoceras 505, 506* 526, 532, 539
— sayni T. XI
Desmodonten 260, 312, 433, 569, 731
Deuterosaurus 333, 341
Dewalquea 497, 561, 562*
Diadectes 320
Diadectomorpha 267
Diadematiden 446
Dialytophyllum 214*, T. V
Diapsida 389, 738
Diastoma grateloupi 608
Diatomeen 21, 561, 612, 617, 647, 664
Dibunophyllum 246, 254*, 255, 269
— turbinatum 254*
Dicellograptus 141, 155, 167
— anceps 140*, 157
— complanatus 140*, 161
Diceras 433, 460, 469, 473, 503, T. X
— luci 469, 471
Diceratherium 577, 618, T. XV
Dicerorhinus (s. auch Rhinoceros) 577
— etruscus 652
— hemitoechus 652
— mercki 652
Diceros 577
Dichobune T. XIV, 586
Dichograptiden 169
Dichograptus 141, 154
— octobrachiatus 140*
Dichoporiten 148
Dicksonia 427
Dicoelites 474
Dicranograptus 141, 161, 167
— clingani 140*, 155
Dicrocerus 578*, 579, 595, T. XV
— anoceros 578*
— furcatus 578*
Dicroidium 417
Dicrostonyx torquatus 651
Dictyocaris 183
Dictyonema 125, 139, 156, 157, 161
— flabelliforme 152
— sociale 140*
Dictyophyllum 371
— exile 370*, 398, 425
Dictyospongia 219
Dictyothyris 431
Dictyozamites 374, 426*, 427
Dicynodon 318*, 320, 341, 389
Dicynodontia 320, 341, 738
Didacna 603, T. IV
— trigonoides 607
— vulgaris 606
Didelphiden 517
Didelphys 573, 578*, T. XV
Didymograptus 141, 154, 161, 169
— bifidus 140*, 156, 157
— extensus 140*, 158
— geminus 155
— hirundo 140*
— murchisoni 140*, 156, 157, 159, 160, T. III
Dielasma 260, 311, 340
— ecki 372*, 375
— elongatum 308*, 311, 327
— sacculus 311
Digonophyllum 214*, 215
Dikelocephaliden 114*, 115
Dikelocephalus 130, 131, 132, 133, 134
— minnesotensis 114*
Dimetrodon 318*, 320
Dimorphoceras 262
Dinarites 384, 386, 405, 413, T. VIII
— avisianus 378*
— circumplicati 414
Dinocephalia 320, 738
Dinoceras 618
Dinoceraten 573
Dinophyllum 176*, 177, 178
Dinornis 650
Dinosaurier 390, 449, 513 bis 515, 542, 545, 546, 738
Dinotherium 575, 595, 612, 620, 651
— bavaricum 602
— cuvieri T. XV
— giganteum 574*, 600, 603, T. XV
Diplacanthus 203
Dipleura 216*, 218
Diplobune 579
Diplocraterion 115, 123
Diplodocus 514*, 515
Diplograptiden 166, 167
Diplograptus 27, 161, 163, 187
Diplopora 403
— annulata 370*, 406
Diploporen 403
Diploporiten 148, 369
Diplotmema 249, 251
Diplovertebron 266, 268*
Dipnoer (Dipnoi) 205, 265, 319, 387, 737
Diprotodon 650
Dipteren 446
Dipteridaceen 371, 425, 495
Dipterus 205, 220, 240
— valenciennesi 204*
Discina 147, 374
Discinella holsti 121, 134
Discites 261, 310*
Discoidea 511
— cylindrica T. XI
Discorbis 429
Ditomopyge 317
Ditrupa 541
— plana T. XIII
— strangulata 571, T. XIII
Divisosphinctes 441
Dohmophyllum 214*, 215
Dokophyllum 177

Dolichosoma 266, 268*
Doliolina 305, 306*
Doryderma 499
Dorypyge 115, 131, 133
— lakei 114*, 120
Dosinia 605
— exoleta 665
Douvilleiceras 507, 509, 532, 542, 546, 547
— mammillare 508*, T. XI
— subnodosocostatum T. XI
Dreissensia 567, 602, 605, 606
— brardi 566*, 595, T. XV
— polymorpha 648*, 650
Drepanaspis 203
— gemündensis 204*
Dromiopsis 502*, 511
Dryas 661
— octopetala (Silberwurz) 647, 648*
Dryophyllum 496*, 497, 561
Dryopithecus 580
Dulichium spathaceum 647
Dumortieria 436
— jamesoni T. IX
— lewesquei T. IX
— radiosa T. IX
Durgaites 410, 412
Duvalia 510, 526, 530
— emerici T. XI
— grasi T. XI
— lata 512*, T. XI
Dwinia 320

Echidna 650
Echiniden (Seeigel) 369, 446, 736
Echinobrissus 442*, 446, 460, T. X
Echinoconus 511, 521
— albogalerus T. XII
— vulgaris 512*
Echinocorys 511, 513, 538 (s. Ananchytes)
— ovata T. XII
Echinocyamus 572
Echinodermen 117, 148, 263, 317, 511–513
Echinoencrinites 153
Echinolampas 27, 572, 603, 611
— hemisphaericus 600, 608
Echinolampas kleini 572, T. XIV, 588
Echinosphaerites 148, 155, 158, 161
— aurantium 144*, 153
Echinus 572
Edentaten 580, 619, 650, 676
Edestiden 319
Edmondia 260, 312, 344
— elongata 310*
— oblonga 259
Eiche s. Quercus
Eidechsen 586, 738
Elasmobranchier 179, 203, 265, 319, 386, 737
Elasmotherium 652
— sibiricum 648*
Elch s. Alces
Eldonia 117, 118*
Elephas 574*, 575, 620, 675
— antiquus 648*, 651, 652, 653
Elephas meridionalis 575, 651, 653, T. XV
— planifrons 651
— primigenius 648*, 651, 653, 675
— trogontherii 648*, 651, 653, 668
Elginia 387
Ellipsactinia 429, 469, 471, 729
Ellipsocephalus 125
— hoffi 114*, 126
— polytomus 125
— vetustus 126
Elobiceras 546
Elonichthys 265, 268*
Elotherium 577, 578*
— magnum T. XIV
Elvinia 113
Embolomeren 266, 320
Emilia sauzei T. X
Enantiostreon 379
Encrinaster (Aspidosoma) 218
— tischbeini 216*, 222
Encrinurus 149, 155, 169, 171, 183
— punctatus 169, 170*, 183
Encrinus carnalli 386, 394
— liliiformis 382*, 386, 396, 411
Endoceras 148, 157, 171, 733
— duplex 144*
— vaginatum 153
Endocochlia 383
Endothiodon 320, 341
Endothyra 252, 253, 254*
Enteletes 257, 307
— lamarcki 256*
Enteropneusten 139
Entolium 377
Entomis 183, 228
— serratostriata 216*, 218, 228, T. V
Entomostraken 263, 736
Entrochus (s. auch Holocrinus) 386
— dubius 393
Eoanthropus dawsoni 678
Eocrinoiden 119
Eocystites 119
Eodiscus (s. auch Microdiscus) 115, 120, 121, 125, 134
— scanicus 124
— speciosus 114*, 120
Eohippus 575, 618
Eophyton 119
Eospirifer (s. auch Spirifer) 209, 237
Fotheroides 575
Eozoon 74
Eozostrodon 390
Ephippioceras 261, 310*
Episageceras 315
— noetlingi 314*
— wynnei 336
Epistomina 497
Epithyris marmorea 431, T. X
Equisetales 246, 301
Equisetiten 403
Equisetites 370*, 425
Equus (Pferd) 575, 576*, 577
— hemionus 653
— mosbachensis 653
— przewalskii 653
— steinheimensis 652
— stenonis 652, 653, T. XV
— süßenbornensis 652, 653
— taubachensis 653
Erle s. Alnus
Ernestiodendron s. Walchia filiciformis

Ervilia 612
— podolica 603, T. XV
Eryma 445
Eryon 445
Eryops 266, 268*, 319
Eschara 499, 565
Estheria 344, 391, 400, 413, 416, 445
— albertii 386
— minuta 382*, 386, 403
— simoni 258*, 263
Eucalyptocrinus 217
— rosaceus 216*
Eucalyptus 496*, 497
Eucreodi 580
Eucyclus (s. Turbo ornatum) 430*
Eugeniacrinus 446, 511
Euhoplites lautus 507, 508*
Euloma 143, 160
— ornatum 142*, 152
Eumedlicottia 338
Eumicrotis s. Pseudomonotis speluncaria
Eumorphoceras 261, 262, 290, 294
— bilingue 276
— cf. ornatum 287
Eumorphotis s. Pseudomonotis kasanensis
Euomphaliden 732
Euomphalus 147, 171, 261
— alatus 172*
— pentangulatus 258, 261
Eupachydiscus T. XII
Eupatagus 572
Euphemus 260, 312
— indicus 336
— urii 258*
Euprox 579, 595
Eurycare 113
— angustatum 124
— latum 114*, 124
Eurydesma 310*, 312, 336, 341, 342, 343, 344, 352
— globosum 336
— hobbartense 344
Eurypteriden 189
Eurypterus 171, 184, 203
— fischeri 170*
Eurysternum 447
Eusigillaria (s. auch Sigillaria) 247
Eutomoceras 414
Evinospongien 403
Exogyra 545, 546, 549
— columba 501, 502*, 525, 532, 533, 537, T. XII
— couloni 501, 502*, 526, T. XI
— imbricata 539
— virgula 428*, 432, 460, 461, 462, 477, T. X

Fagus (Buche) 562*
— silvatica 647
Farne 111, 246, 249—252, 369, 371, 476, 561, 728
Farnsamer (Pteridospermen) 249
Faultiere 621
Favosites 155, 161, 175, 190, 217, 227, T. V, 305
— gotlandicus 176*, 181
Favularia 247, 248*
Fedaiella 375
— lemniscata 372*
Feige (Ficus) 647
Felinae 580
Felis christoli T. XV
— pardus (Panther) 651
— spelaea (Höhlenlöwe) 651
Feloidea 580
Fenestella geinitzi 307
— plebeja 255
— retiformis 306*, 307, 327
Fichte (Picea) 647
Ficula (s. Pyrula) 570, 603
— condita 568*
Ficus (Feige) 647
Filices 249
Fische 148, 178—179, 183, 203, 265, 317, 319, 321, 446—447, 513, 572, 737
Fissipedier 580
Fistulata 217, 265, 317
Flabellum 564*, 565
Fledermäuse 580
Flemingites 378*, 384, 410
Flexibilia 265, 317
Flugsaurier 739
Flußpferd (Hippopotamus) 651, 653
Foetorius eversmanni (Iltis) 651
Föhre 647
Foordites 207, 208*, T. V
— occultus 226, 227
Foraminiferen 111, 178, 252, 561—565, 728—729
Frondicularia 496*, 498
Frösche (Anura) 265
Frühmenschen 677, 678
Fuchs 651
Fusiella 253
Fusulina 252, 253, 287, 296, 304, 338, 339
— cylindrica 252, 254*, 286
— aff. cylindrica 291
— longissima 252
— verneuili 252
Fusulinaceen 252
Fusulinella 252, 253
— struwei 254*
— usvae 287
Fusuliniden 252, 335, 336, 728
Fusus 504, 589, 603
— abruptus 589, T. XV
— distinctus 589, T. XV
— elongatus 570, T. XIV, 587
— longirostris 568*, 570
— multisulcatus 570, T. XIV, 587, 613
— pereger 588, T. XV
— trilineatus 585

Galerites 511 (s. Echinoconus)
Gampsonyx 317, 321, 322
— fimbriatus 306*
Gangamopteris 302*, 303, 336, 339, 341, 342, 343
Ganoiden 265, 387
Garantiana 437, 439
— garanti 438*, T. X
Garnieria 505 (s. Platylenticeras)
Garumnaster 535
Gastrioceras 261, 262, 263, 264*, 288, 295, 315
— circumnodosum 276
— katharinae 276
— cf. listeri 287
— ex. aff. listeri 288
— martini 287
— rurae 276
— cf. rurae 287

Gastrioceras subcrenatum 276, 287
Gastrocentrophoren 267
Gastropoden (Schnecken) 117, 207, 312
Gattendorfia T. V, 261, 264*, 271
Gaudryceras 543
— sacya 542, 548
Gaudryina 496*, 498
Gauthiericeras 509, T. XII
— margae 508*, 535, T. XII
Gefäßkryptogamen 111, 728
Geinitzella columnaris 306*, 307
Geinitzia 497
Gemse 653
Geocoma 446
Geosaurus 447
Gephyroceras 207, 228
Gephyraeen 115
Germanonautilus 383
— bidorsatus 383
Gerrothorax 387
Gervilleia 312, 391, 432
— bouei 403
— costata 376*, 379, 392
— exilis 407, T. VIII
— goldfussi 379, 394
— inflata 379, 404, T. VIII
Geyerella 307
Gigantei (Belemnites) 443
Gigantella 257, 259
— gigantea 256* (s. auch Productus giganteus)
Gigantopithecus 677
Gigantopteris 290, 301, 304, 338, 728
Gigantostraken 111, 112, 171, 178, 183, 187, 189, 203, 218, 222, 735, 740
Ginkgo (Ginkyo) 252, 304, 551
Ginkgophyten 374, 403, 427, 495
Giraffen 579, 612, 621
Girvanellen 119
Gladiaria 563, 564*
Glandina 571
— inflata 568*
Glaphyrites 288
Glauconia 504, T. XII
— kefersteini 502*
Glenopteris 340
Globigerina 374, 496*, 498, T. XIV, 598, 608/09, 612
Globorotalia 498, 533
Globotruncana 496*, 498, 533
Gloeocapsomorpha 148
— prisca 154
Glossograptus 141, 161
— hincksi 140*
Glossopterides 303
Glossopteris 303, 336, 341, 343, 363, 371, 417, 728, 738, 740
— browniana 302*
Glossozamites 495, 496*
Glycimeris (s. Panopaea) 567, 587
— obovatus 566*
— pilosus 608
Glyphea 511
Glyphioceras 261, 264* (s. Goniatites)
Glyphioceratidae 262, 315 (s. Goniatitidae)
Glypticus 442*, 446
Glyptocystites 153
Glyptodon 578*, 580, 650
Glyptograptus 141
— teretiusculus 140*
Glyptopleura 263
Glyptotherium 578*
Gnathostomen 737
Gomphoceras 171
— bohemicum 172*
Gomphognathus 320
Goniatitidae 262, 315 (s. Glyphioceratidae)
Goniatiten 111, 261—263, 271
Goniatites 261, 264, 284, 315
— crenistria 271, 284, 286, 294
— granosus 286
— spiralis 271
— striatum 271, 287
Goniatitidae 734
Gonioclymenia T. V
— speciosa 208*
Goniolina geometrica 426*
Goniolobоceras 290
Goniomya 430*, 433
Goniophyllum 178
— pyramidale 176*
Gonodon 417
— mellingi 381, 403, T. VIII
Gorgonopsia 390
Gorgonopsiden 341
Gosseletia 209, 231
Gothograptus 167
— nassa 182, 183
— spinosus 168*
Grammoceras 436, 477, 483
— aalense T. IX
— doerntense T. IX
— radians T. IX
— striatulum T. IX
Grammysia 209, 238
Granatocrinus 258*, 263
Graphularien 565
Graptolithen 111, 130—141, 166—169, 730
Gravesia 441, 462
— gravesi 440*, T. X
— irius T. X
Gresslya 433
Griffithides 263, 317
— globiceps 258*
Grimaldirasse 678
Grippia 414
Gryphaea 567
— arcuata 430*, 432, 451, T. IX
— beaumonti 432, T. IX
— calceola 430*, 432, 453, T. X
— cymbium 430*, 432, T. IX
— dilatata 432, 460, 472, T. X
— obliqua 430*, 432, T. IX
— vesicularis 501, 502*, 523, 545, T. XII
Grypotherium 676
Guerichella 211
Gulo borealis 651
Gürteltiere 621
Gutbiera 425 (s. Laccopteris)
Gyalophyllum 177, 178
Gymnites 385
— humboldti 380*
Gymnospermen 249, 373, 728
Gymnotoceras 414
Gyraulus (Planorbis) kleini 595
— multiformis 568*, 571, 595, T. XV

Gyroceras 205
Gyroceratites 206, 223, T. V
— (Mimoceras) gracilis 208*
Gyrodus 447, 512*, 513
Gyroidina 498
Gyrolepis 387
Gyroporella 335
— vesiculifera 370*, 404, 407

Haie (Selachier) 572, 611, 737
Hainbuche 561, 647
Halicyne 386
— agnota 382*
Haliserites 203
— decheniana 222
Halitherium 575, T. XIV, 593
— schinzi 574*
Halobia comata 410, 411, 412
— norica 409
— rugosa 376*, 377, 403, 415, T. VIII
— styriaca 412
— superba 415
— zitteli 414, 415
Halorella (Rhynchonella) 375, 404, T. VIII
— amphitoma 372*, 404
Halorites 382*, 385, 386, 403, 404, 410, T. VIII
Halysites 147, 155, 161, 175, 190, 231
— catenularia 149, 176*
Hamites 505, 508*, 547
Hammatoceras 436, 479
— insigne 434*
Hamulina 504
Hantkenia 565
Hapalops 619
Haploceras 437, 440*, 469, 474, 481, 505
Haplocrinus 217
— mespiliformis 216*
Haplophragmium 427
Hapsiphyllum 305, 306*
Harpagodes 433, 504
Harpes 142*, 145, 149, 169
— wegelini 155
Harpoceras 437, 476, 477, 478, 479
Harpoceras acutum T. IX
— boreale T. IX
— capillatum T. IX
— dispansum T. IX
— elegans 434*, T. IX
— falciferum T. IX
— fallaciosum T. IX
Harpoceren 386, 436
Hartshillia inflata 120
Hasel 647
Hastati (Belemnites) 445
Hauericeras 509
— pseudogardeni 508*, T. XII
Haugia 436
— variabilis T. IX
Hausmannia 425, 495
Hecticoceras 437, 456, 474, 476
— hecticum T. X
— lunula 438*
Hedenstroemia 378*, 384, 409, 410, 414, T. VIII
Hedstroemophyllum 177, 178
Helcionella 131
Heliciden 650
Helicoceras 542
Helicoprion 316*, 319, 332
Heliodiscus 27
Heliolites 155, 217
— barrandei 230
— interstinctus 176*
Heliolitiden 175
Heliopora 499, 564*, 565
Helix 571, 606 (s. auch Cepaea, Omphalosagda, Plebecula)
— arvernensis 592
— aurelianensis 585, T. XV
— canthensis 650
— chaixi T. XV
— hispida 648*, 650
— pomatia 650
— ramondi 592, T. XIII
Helladotherium 579, 612, T. XV
Helleniten 252
Helminthoides 599
Hemicidaris 446
— crenularis 462
Hemicosmites 148
— pyriformis 146*
Hemicyclaspis 203
— murchisoni 204*
Hemipatagus 572
Hemipneustes 511
Hemipteren 446
Hercoceras 205
Hercoglossa (Nautilus) 504, 548
— danica 504, 512*, 524, 535, 538, 611, T. XII
Hercynella 171, 186, 187, 209, 226, 235, T. V
— bohemica 172*
Hesperornis 516*, 517
Heteroceras
— astieri T. XI
— denckmanni T. XI
— elegans T. XI
— innexum T. XI
— pingue T. XI
— robustum T. XI
— roeveri T. XI
Heterodiceras 530
Heterodonten 260, 731
Heteroprox 602
Heterostegina 564*, 565, 612
Heterostius 233
Hexacrinus 217, 265
— elongatus 216*
Hexactinelliden 499
Hexakorallen 175, 369, 374, 565, 729
Hibolites 442*, 445, 531 (s. auch Belemnites hastatus)
— jaculum 510, T. XI
— pistilliformis 510
— semicanaliculatus 512*
Hildoceras 437, 477, 479, 483
— bifrons 434*, T. IX
Himalayites 474, 475
Hinnites 542
Hipparion 574*, 576*, 590, 611, 612, 616, 620, 651
— crassum T. XV
— gracile 595, 600, 603, T. XV
Hippopotamus major 653
Hippurites 504, 532, 533, 535, 540
— petrocoriensis T. XII
— radiosus 502*
Hirsch (Cervus) 579

Hoernesia bipartita 403
— socialis 376*, 379, 392, 396
Höhlenbär (Ursus spelaeus) 648*, 678
Holaster 511
— nodulosus T. XII
— planus T. XII
— subglobosus 512*, T. XII
Holcodiscus 505, 506*
— caillaudinus T. XI
Holcoscaphites 544, 545
Holcosphinctes T. X
Holcostephanus 441, 477, 505, 541, 546
— lomonossovi 477
Holcoteuthis 442*, 443 (s. auch Belemnites paxillosus)
Holectypus 446
— orificatus 442*
Holmia 113
— kjerulfi 114*, 120, 121, 125, 134
— mickwitzi 123
Holmophyllum 177
Holocrinus 386, 400
— wagneri 394
Hologyra 375
— fastigata 372*
Holopea 131
Holopella gracilior 405
Holoptychius 205, 220, 233, 240
— flemingi 204*
Holostei 387, 447, 513, 737
Holothurien 117, 446, 736
Holzapfeloceras (Parodiceras) 207, T. V
Homaeosaurus 447
Homalonotidae 218
Homalonotus 145, 169, 239
— dekayi 216*
— knighti 182, 183
Homo erectus erectus 677
Homo erectus pekinensis 677
Homo heidelbergensis 677
Homo neandertalensis-primigenius 678
Homo primigenius 677
Homoceras 262, 290
— beyrichianum 276
Homomya 503
— albertii 381
Homopteren 446
Hoplites 505, 507
— angulicostatus T. XI
— dentatus 507, 508*, 541, T. XI
— furcatus T. XI
— jachromensis 541
— lautus T. XI
— splendens T. XI
Hostimella 222
Hungarites 317, 336, 342, 384, 386
— raddei 314*
— strombecki 394
— yatesi 378*, 401, 415
Hustedia 414
Hyaena 580
— arvernensis T. XV
— crocuta 651
— mosbachensis 651
— spelaea 651
Hyaenarctos 580, T. XV
Hyaeniden 620
Hyaenodictis T. XIV
Hyaenodon T. XIV, 578*, 579, 611
Hyalotragos 429
Hyattoceras 314*, 315
Hyboclypeus 446
— gibberulus 442*
Hybodus 319, 382*, 387, 398, 416, 446, T. IX
Hydrobia 600, 603, 606, T. XV
— dubuissoni 571, T. XIV, 592, 593, 595
— elongata 568*, 571, 595
— inflata 571, 595, T. XV
— semiconvexa 602, T. XV
Hydrozoen 729
Hyenia 203
Hygromia montana 650
Hylonomus 267
Hymenocaris 118*, 121
Hymenopteren 445
Hyolithes 77, 78, 117, 118*, 120, 123, 125, 127, 133, 158, 186
Hyopotamus T. XIV
Hypanthocrinus reussianus T. XII
Hyperamina 374
Hyperlioceras 436
— discites T. X
Hypnum turgescens 647
Hypothyris 228
Hypsilophodon 515
Hyracodon 577
Hyracoidea 573, 611
Hyracotherium 575, 576*, T. XIV
Hyrax 573
Hysterolithes 211, 212*
Hystricomorpha 619

Ichthyornis 516*, 517
Ichthyosarcolites 503
Ichthyosaurus 389, 414, 447, 448*, T. IX, 513, 738
Ichthyostega 206*, 737
Ichthyostegiden 205
Ictidosauria 320
Ictitherium 612
Idmonea 431
Idoceras 441, 482
— balderum 459, T. X
— planula 440*, 459, T. X
Iguanodon 515, 542, T. XI
— bernissartense 516*
Illaenurus 131
Illaenus 143, 145, 153, 157, 158, 163, 169, 180
— barriensis 181
— bowmanni 149
— centaurus 154
— hughesi 149
— katzeri 157
— oblongatus 142*
Imitoceras 261, 264*, 734
— substriatum 271
Indoceras 508*, 510, 614
— baluchistanense T. XII
Indricotherium 613
Inflaticeras 509, 547
— inflatum 508*, 548, T. XI
Infulaster 513
Inoceramus 537, 538, 539, 542, 544
— andinus T. XII
— balticus 500*, 501
— brongniarti 501 (s. Inoc. lamarcki)
— cardissoides 500*, 501, T. XI
— cordiformis T. XII

Inoceramus crippsi 500*, 501, 546
— cuvieri 501, T. XII (s. Inoc. schloenbachi)
— digitatus 500*, 501
— dubius T. IX, 432
— inaequivalvis T. XII
— involutus 500*, 501, T. XII
— koeneni 500*, 501, T. XII
— labiatus 500*, 501, 532, 546, T. XII, 548
— laevigatus T. XII
— lamarcki (brongniarti) 500*, 501, T. XII
— lingua 501, T. XII
— mytiloides 501 (s. Inoc. labiatus)
— pictus T. XII
— pinniformis 501, T. XII
— polyplocus 428*, 432, 453, T. X
— pseudocardissoides T. XII
— regularis T. XII
— retrorsus 542
— salisburgensis 534
— schloenbachi (cuvieri) 500*, 501, T. XII
— sulcatus 500*, 501, T. XI
— undulatoplicatus T. XII
— wlodoviciensis T. X
Inostranzevia 318*, 320, 333
Insectivoren 573, 580, 616, 618, 739
Insekten 263, 340, 344, 386, 445, 571, 586, 587, 602, 739
Isastraea 372*, 374, 431
Isis 565
Isocardia 432, 587, 589, 593
— cor 589, T. XV
Isopoden 203
Isotelus gigas 155

Jaguar 621
Janassa 319
Jereica 499
Jerea 499
Joannites 384, 403, 404, 409
— cymbiformis 380*
— joannis austriae 407, T. VIII
Juglans (Walnuß) 562*
— regia 647
Junghelleniten 728
Juvavites 385, 403, 410, T. VIII

Kalkalgen 20, 326, 561
Kamele 579, 618, 621, 653
Kannemeyeria 320
Karpinskya 213
— conjugula 223, 230, 235, T. V
— consuelo 223, 230, 235, T. V
Karromys 390
Kastanie 561
Kepplerites 437, 439, 476, T. X
— calloviensis 438*
— goweri 477
— tychonis 478
Keriophyllum 214*, 215, T. V
Ketophyllum 176*, 177, 178
Keyserlingites 414
Kiefer (Pinus) 561
Kilianella 505, 506*
— roubaudi T. XI
Kirkbya 263
Kjaerophyllum 176*, 177
Kleistopora 246, 253, 269
— floriformis 254*
Knorria 247
Kodonophyllum 176*, 177, 178
Koninckina 375
— leonhardi 372*, 403, 406, T. VIII
konvexe Anwachsstreifung 206
Korallen 20, 175—178, 213, 223, 228, 374, 499, 550, 603, 637, 647, 740
Kossmatia 474, 481
Kossmaticeras 543, 548
Krebse 77, 511, 571
Krokodile 586, 610, 738
Krustazeen 263
Kutorgina 117, 120, 121, 128
— cingulata 116*, 133
Kypophyllidae 178
Kypophyllum 176*, 178

Labyrinthodonten 266, 320, 737
Labidosaurus 320
Laccopteris 371
— goepperti 370*
Laevigites (Cl. laevigata) 207, 208*, T. V
Lagomys (Pfeifhase) 651
Lahillia louisa 619
Lama 579, 650
Lamna 512*, 513, 545
Lanarkia 178, 179
— spinosa 170*
Larviformia 217, 317
Lasanius 178
Latimaeandra 426*, 431
Laubbäume 369
Laurus 647
Leaia 263, 344
— baentschi 258*, 263
— tricarinata 290
Lebachia s. Walchia piniformis
Leda 173, 312, 603, 649
— deshayesi 566*, 567, T. XIII, 587, 593, T. XIV
— pernula 649
Lemming 651
Lemmus obensis 651
Lenita 572
Lenticularia 496*, 498
Leopoldia 505
— arnoldi T. XI
— bodei T. XI
— castellanensis T. XI
— leopoldi 506*
Lepadiden 511
Leperditia 171, 183, 186, 189
— arctica 190
— baltica 170*, 183
— phaseolus 184
Lepidocyclina 563, 564*, 604, 608, 609, 610, 611, 612, 614, 615, 616, 620, 621, 729, T. XIV, T. XV
Lepidodendron 240, 247, 252, 284, 290, 292, 295, 296, 344, 728
— veltheimi 248*
Lepidophyten 111, 247, 303
Lepidopteren 446
Lepidopteris 373
— ottonis 370*, 373, 398, 425
Lepidosaurier 447

Lepidostrobus 247
Lepidotus 447
— elvensis 444*
Lepocraterion 115/16, 116*
Leptaena 147, 149
— rhomboidalis 147, 149, 155, 173, 174*, 181
Leptauchenia 618
Leptocoelia flabellites 239
Leptograptus 141, 167
Leptoinophyllum 214*, T. V
Leptolepis 447, 459, 513
Leptoplastus 113
— ovatus 124
— salteri 114*
— stenotus 124
Leptoria 499
Leptoteuthis 459
Leymeriella 506*, 509
— regularis T. XI
— tardefurcata T. XI
Lichadidae 218
Lichas 145, 155, 157, 169
— laxatus 149
— scaber 170*
Liebea 312
— hausmanni 310*, 312, 327, 328
Lillia 436
— lilli T. IX
— robusta T. IX
Lima 312, 585
— costata 379
— gigantea 430*, 432, 451, T. IX
— lineata 394
— permiana 310*, 327
— praecursor 376*, 398
— striata 376*, 379, 394, 396
Limatula 432
Limiden 260
Limnaeiden 650
Limnopithecus 620
Limuliden 736
Limulus 112, 171, 386, 445
Linde (Tilia) 647
Lindstroemia 177, 178
— dalmani 176*
lineare Anwachsstreifung 206
Lingula 28, 123, 133, 147, 152, 158, 219, 233, 276, 339, 431, 565, 743
— beani 477
Lingula cornea 183
— lesueuri 159, T. III
Lingulella 117, 129
— davisi 116*, 120
— ferruginea 116*
— montana 77
— tenuissima 374
Linguliden 730, 731
Linnerpeton 267
Linoproductus 257, 307 (s. auch Productus)
— cora 256*, 257, 307
— hemisphaericus 307
Linopteris 251
— germari 251, 303
— münsteri 251
— neuropteroides 250*
Linthia 572
Lioceras 436
— opalinum 438*, T. X
Liparoceras 434*, 436
Liquidambar 561, 562*
Liriodendron 497
Lissoceras 463, T. XI
Listriodon 620
Lithistiden 499
Lithodendron 374
Lithogaster 386
Lithostrotion 254*, 255
— portlocki 254*
Lithothamnien 598, 603, 605, 607, 609, 610, 611, 613, 620, 621, 623
Litorina 570, 665
— litorea 648*, 649, 664
Lituites 148
— lituus 144*
Lituolidae 427, 497
Lobites 384, 403, T. VIII
— dephinocephalus 380*
— ellipticus 409
— pisum 406, T. VIII
Lodanella mira 217, 222
Loftusia 540
Lonchopteris 251, 278
— silesiaca 250*
Lonsdaleia 255
— floriformis 254*
Lonsdaleiiden 305
Lopha (Alectryonia) montis caprilis 379
Lophiodon T. XIV, 576*, 577, 586
Lophiomeryx T. XIV
Lophophyllum 254*, 255
Loxomma 266
Loxonema 261, 312, 377
— altenburgense 310*
— rectocostatum 372*
Luchs 651
Lucina 432, 569
— divaricata 649
— dujardini 603
— gigantea 610
— plana 430*, T. X
— tenuistria 566*
Ludwigia 436, 453
— bradfordensis T. X
— concava T. X
— discoides T. X
— murchisonae 438*, 478, T. X
— sinon T. X
— tolutaria T. X
Lunulicardium 173
— bohemicum 172*
Lunulites 499, 565
Lusatiops 113, 125
— lusaticus 114*
Lychnus 504
Lycopodiales 247, 371
Lyginodendron 249, 251
Lykophylliden 178
Lykophyllum 178
Lymnaea T. XV
— longiscata T. XIII, T. XIV
— michelini T. XIV, 592
— ovata 665
— pachygaster 568*, 571, 585, 608, T. XV
Lyptoceras 734
Lyra 499
Lystrosaurus 320, 341
Lyticoceras 507 (s. auch Neocomites)
— noricum T. XI
Lytoceras 386, 435, 468, 474, 475, 504, 526, T. IX, 542, T. XI, 740
Lytoceras fimbriatum 434*, T. IX
— jurense T. IX
— torulosum T. X
Lytophylliden (Dialytophyllen) 217

Lytophyllum 214*, 215, T. V
Lyttonia 334, 340
— nobilis 336

Machairodontiden 580
Machairodus 578*, 618, 651, T. XV
Machimosaurus 444*, 447, 513
Mackenzia 117
Maclurites 146*, 147
Macoma baltica 649
— calcarea 649
Macrauchenia 650
Macrocephalites 386, 437, 439, 474, 481, 482
— ishmae 478
— macrocephalus 438*, 456, 477, 483, T. X
— maya 474
Macrochilina 209, 310*, 312, 732
— arculata 210*
Macrodon 260, 379, 432
— beyrichi 394
Macroscaphites 504
— yvani 506*, T. XI
Macruren 317, 511
Mactra 569
— bucklandi 603
— caspia 605
— constricta 590, T. XV
— fragilis 605
— obtruncata 590
— podolica 603, 612, T. XV
— solida 647
— subtruncata 590, T. XV
— triangula 589
— trigonalis T. XV
Madrepora 564
Madreporiden 565
Maeneceras 207
Maenioceras 207, 227, T. V
— terebratum 208*
Magas 499
Magnolia 496*, 497, 561, 647
Malakostraken 736
Mammites 509, 546
— nodosoides 508*, T. XII
Mammut (Elephas primigenius) 646, 651, 669, 675, 678, 679
Mammutbäume 561
Manticoceras 207, 228, 234, 238, 239, T. V
— intumescens 208*
Manticoceratiden 207
Mantoideen 445
Marathonites 295, 338
Marattiales 373
Marattiopsis 373
Maretia 572
— hofmanni 588
— omaliousi T. XIII
Marginifera 259, 307
— typica 308*
Marginulina 429, 496*, 498
Mariopteris 249, 251
— muricata 250*
Marmolatella 375
— stomatia 372*
Marsupialier 739
Marsupites 511, 548
— ornatus 512*
— testudinarium T. XII
Martinia 211, 259, 292, 309
— cf. triquetra 334
Mastodon 575, 590, 612, 616, 618, 621, 651, 675, 676
— angustidens 595, 602, 620, T. XV
— arvernensis 600, 620, T. XV
— longirostris 574*, 600, 603, T. XV
Mastodonsaurus 387, 392, 397, 417
— giganteus 388*
Matoniaceen 371, 425, 495
Matonidium 425, 495, 496*
Maytenus 637, 638
Mecochirus 445
Medlicottia 261, 262, 313, 332, 334, 340, 342
— artiensis 335
— burckhardti 340
— orbignyana 314*
— prima 336
— whitneyi 340
Medlicottiiden 384
Medullosa 249, 251
Medusites 119
— lindstroemi 116*, 123
Meekella 257, 307, 340
Meekoceras 384, 405, 409, 410, 413, 414, 415
Meekoceras gracilitatis 378*
Meekoceratidae 317, 385, 386
Megalaspis 143, 145, 152, 154, 157, 158,
— limbata 142*, 153
— planilimbata 153
Megalichthys 265
Megalodon 209, 404, 407, 433, 468, T. VIII
— complanatus 403
— cucullatus 210*
— damesi 378*, 381
— triqueter 381
Megalodontidae 381
Megalohyrax 573
Megalomus 189
Megalosaurus 449
Meganeura 263, 265
Meganthropus 620, 677
Megaphyllites 384, 403, 406
— jarbas 380*
Megaphyton 249
Megateuthis 442*, 445 (s. auch Belemnites tripartitus)
Megatherium 578*, 580, 650
Megerlea 431
Melania 504, 570, T. XI
— escheri 602, T. XV
— harpaeformis 502*
Melanopsis 570, 603, 612
— acicularis 650
— citharella 601, T. XV
— narzolina 595, T. XV
Meletta 572, 574*, T. XIV, 591, 593, 595, 603, 604
Melonechinus 265
— multiporus 258*
Melongena 570
— minax 568*
Melonites 294
Membranipora 499, 565
Mentzelia 375
— mentzeli 372*, 375
Merista 226, 731
Meristella 147, 173
— crassa 155
Meristina tumida 174*, 181
Merocanites 261, 264*
Merostomata 735
Merychippus 575, 618
Mesodon 513

Mesograptus multidens 140*
Mesohippus 575
Mesonaciden 112, 115
Mesopithecus 612
Mesorhinus 389/90
— fraasi 388*
Mesosauriden 738
Mesosaurus 342, 344
Metalegoceras 315, 332
Metoposaurus 387
— diagnosticus 388*
Meyeria 511
Miacis 580
Michelinia 253, 305
— favosa 254*
Mickwitzia 117
— monilifera 116*, 123
Micmacca 128
Micraster
— breviporus 511, T. XII
— coranguinum 511, T. XII
— cortestudinarium 511, 512*, T. XII
— leskei 511, 512*
Microbrachis 267
Microcleptes (Microlestes) 388*, 390, 398
Microderoceras birchi T. IX
Microdiscus 115, 121, 125, 133, 134
— scanicus 124
— speciosus 114*, 120, 125
Microdon 447
Microhystricosphaeren 75
Microsauria 267
Miliola 607, 610, T. XIII
Milioliden 498, 527, 563
Millepora 729
Millerella 525
Mimagoniatites (Agoniatites) T. V
— zorgensis 223
Mimoceras (Gyroceratites) 206, T. V
Miocidaris 317
Miogypsina 615
Miohippus 575
Mixosaurus 389, 738
— atavus 388*
Mochlophyllum 215
Modiola 461, 501
— lata 267
Modiola macadami 258*, 260
— minuta 379, 398
— triquetra 376*
Modiolopsis 332
Moeritherium 574*, 575, 611
Moltkia 499
Monodacna 603, 605, 606, T. XV
Monograptiden 166, 167
Monograptus 161
— argenteus 166, 168*
— bohemicus 167, 168*, 183
— colonus 167, 168*, 182, 185, 188
— convolutus 166, 168*
— crenulatus 167, 168*
— crispus 167, 168*
— cyphus 166, 168*
— dubius 167, 168*, 186, 187, 188
— fimbriatus 166, 168*
— flemingi 167, 168*
— gregarius 166, 168*
— griestoniensis 167, 169
— hercynicus 167, 186, 187, 223
— leintwardinensis 167, 168*
— nilssoni 167, 168*, 186, 187, 188
— phaseolina 183
— priodon 167, 168*, 183, 185, 187, 191
— riccartonensis 168*
— runcinatus 167, 168*
— scanicus 167, 168*
— sedgwicki 167, 168*, 186
— symmetricus 168*
— testis 186
— transgrediens 167
— triangulatus 166, 168*, 186
— tumescens 167, 168*, 187
— turriculatus 167, 168*
— ultimus 167, 168*, 187
— uniformis 167, 186
— vomerinus 167, 168*
— vulgaris 167, 168*
Monophyllites 384, 403, 414
— sphaerophyllus 378*
— wengensis 406
Monopleura 503, 547
Monotis 404, 409
Monotis albertii 394
Monotis salinaria 376*, 377, 404, 411, 412, T. VIII
Monotremen 739
Monticulipora 147
— petropolitana 144*, 153, 156
Montlivaultia 372, 374, 404, 431
— triasina 394
Morganucodon 390
Mortoniceras 509
— texanum 508*, 535, 544, T. XII
Mosasauriden 513
Mosasaurus 514*, 544, 545
Mucrotherium 390
Muensteroceras 261, 262, 264*, 294
— inconstans 271
Multituberculaten 449, 618, 739
Munella 259
— supramosquensis 256*
Murchisonia 171, 209, 312, 375
— biarmica 310*
— bilineata 210*
Murex 504, 570, 593, 603
— deshayesi 587
— inornatus 588/89
— turonensis 608
Murmeltier s. Arctomys
Muscheln 146, 147, 173, 209, 260, 311, 369, 431—433, 567—569, 731
Mya 664
— arenaria 648*, 649, 665
— truncata 647, 649
Myacites 402
Myalina 414
Mycterosaurus 318*, 320
Mylodon 650
Myoconcha 381
— gastrochaena 376*
Myodes 651
Myophoria 312, 379, 391, 400, 409, 416, 417, 731
— cardissoides 394
— costata 379, 392, 402, 411
— elegans 381, 394, 411
— goldfussi 376*, 379, 397

Myophoria kefersteini 376*, 379, 397, 406, 407, T. VIII
— laevigata 376*, 379, 394, 405, 408, 411
— orbicularis 379, 393, 394
— ovata 394, 406
— pesanseris 379
— vestita 400
— vulgaris 376*, 379, 392, 393, 396, 406
— whatleyae 379, 407
— wöhrmanni 403
Myophoriopis 381
— keuperina 397
— rosthorni 407
Myriapoden 203, 263
Myrica 497, 561, 562*
Mysidioptera 379
— emiliae 376*
Mystriosaurus 447, 448*, T. IX
Mystriosuchus 390
Mytiliden 260, 567
Mytilus 379, 465, 475, 501, 595, 664
— edulis 649
— faujasi 566*
— senegalensis 649

Nadelbäume 111, 369, 561
Nagetiere 579 580, 616, 619
Najadites 260
— modiolaris 258*
Najas major 647
Naosaurus 267, 320
Nardophyllum 215, T. V
Nashorn 646, 675
Nassa 570
— buccata 602
— meyni 588, T. XV
— michaudi 568*, 600, T. XV
— reticosa 590
— tenuistriata 589, T. XV
Nathorstites 414
Natica 461, 469, 526, 587, T. XIII
— catena 649
— crassatina 568*, 570, 593, 608
— epiglottina 570
— globosa 460, T. X
— hantoniensis 570, T. XIII, T. XIV
— helicina 603
Natica hemisphaerica 430*, 433
— klipsteini 375
— koeneni 588, T. XV
— lactea 649
— leviathan 504, 526, T. XI
— millepunctata 568*, 570, 612
— stampiensis 570
— stanensis 402, 406, T. VIII
Naticella costata 372*, 375, 402, 405, T. VIII
Naticopsis 310*, 312
Nautiloideen 111, 147, 171, 504, 733
Nautilus 28, 171, 261, 312, 433, 533, 540, 548, 567, 619, 733, 743, T. XIII
— danicus s. Hercoglossa
Neandertaler (Homo primigenius) 678, 679
Necrolemur T. XIV, 580, 586
Neithea 501
— aequicostata 525
— quinquecostata T. XII
Nemagraptus 141
— gracilis 140*, 161
Neocalamites hoerensis 398
Neoceratodus 205
Neocomites 506*, 507, 509, 538, 546
— neocomiensis T. XI
Neodimorphoceras cf. lenticulare 288
Neohelleniten 427, 497, 498
Neohibolites
— ewaldi 510
— minimus 510, 512*, T. XI
— ultimus 510, T. XII
Neolobites 533, 538, 547
Neoplagiaulax T. XIV
Neoproetus 306*, 317
Neoptychites 547
— telinga 548
Neoschwagerina 305, 306*, 334
— craticulifera 338
Neoshumardites 332
Neospiriferen 259
Neostringophylliden 217
Neostringophyllum 214*, T. V
Nephranops 219
Nerinea 433, 460, 461, 467, 471, 473, 504, 526, 527, 535, 540, 546, 550, 732, T. X, T. XII
— tuberculosa 430*, 460, T. X
Nerita 569
Neritaria 375
— comensis 372*
Neritina 569
Neritopsiden 375
Neumayria 437, 463, 476
— fulgens 477, T. X
— subclypaeiformis 477, T. X
— subfulgens 477
Neuropteren 446
Neuropterides 251
Neuropteris 251, 295
— gigantea 251
— heterophylla 251
— ovata 251, 277, 278
— planchardi 303
— rarinervis 251
— schlehani 250*, 251, 278
— tenuifolia 251
Nevadia 112, 130, 134
— weeksi 114*
Newberria T. V, 731
— caiqua 210*, 226
Nicolella (Orthis) actoniae 146*, 147, 149, 155, 159, 160, 183, T. III
Nileus 153, 161
Nilssonia 427, 495
— polymorpha 426*
Nilssoniales 373
Niobe 142*, 143, 160
— homfrayi 149
— insignis 152
Nodosaria 374, 426*, 429
Nodosariiden 429, 729
Nodosariinae 497, 561
Nodosarioidea 498
Nodosaurus 515
Noeggerathia 302*, 303
Noeggerathiopsis 304, 341, 343
— aequalis 339
Nomismoceras 262, 264*
Nonion 496*
Nonionidae 563
Nonionina 498
Norella 375

Norites 384
— gondola 380*
Nothofagus 637
Nothosaurus 393, 447
— mirabilis 388*, 389
Notidanus 512*, 513, 572
Notioprogonia 619
Notocoeli 510 (s. Duvalia)
Notohippiden 619
Notostylops 619
Nototherium 650
Nototyris 311
Notoungulaten 573, 619
Nucula 147, 209, 239, 260, 379, 603
— chasteli 587
— hammeri 432, T. X
— hasendoncki 589, T. XV
— placentina 649
— strigilata 406
Nuculana 312
— speluncaria 312
Nuculoceras 262
Nulliporen 610
Nummularia 496*, 498
Nummulina germanica T. XIV
Nummulites 560, 563, 584, 599, 600, 607, 608, 610, 611, 613, 614, 615, 617, 620, 623, 624, 637, 729
— atacicus T. XIV, 599, 608, 609, 614
— bolcensis T. XIV
— complanatus 564*
— contortus 564*
— elegans T. XIV, 598
— fabiani T. XIV, 598, 610
— germanicus 586
— gizehensis T. XIV, 609, 611, 614
— intermedius T. XIV, 610, 614
— laevigatus 564*, T. XIII, T. XIV
— lamarcki T. XIV
— millecaput T. XIV, 609
— orbignyi T. XIII, T. XIV
— perforatus T. XIV, 597, 598
— planulatus T. XIII, T. XIV, 584, 614
Nummulites prestwichi T. XIII, T. XIV
— variolarius T. XIII, T. XIV, 598
— vascus T. XIV, 598, 607, 610
Nußbäume 561
Nymphacites (Seerose) 562*
Nystia duchasteli 568*, 571, T. XIII, T. XIV, 595

Obolella 117, 120
— asiatica 131
— crassa 116*
— plumbea 147, 149
— sagittalis 124
Obolus apollinis 133, 144*, 147, 152
— siluricus 152, 156, 157
Ochetoceras 437 (s. auch Oppelia canaliculata)
Odonaten 446
Odontochile 218, 223, 237
— hausmanni 216*
Odontopterides 251
Odontopteris 303, 339
— osmundaeformis 303
— reichiana 250*
Oecotraustes 437
— renggeri 438*, 472, T. X
Offaster corculum T. XII
— pilula T. XII
Ogygia 143, 145
— guettardi 158
— peltata 149
— selwyni 149
Oldhamia 119, 125
Oldhamina decipiens 308*
Oldhaminidae 309
Olenekites 414
Olenellus 112, 121, 130, 133, 134
— thompsoni 114*, 129
Oleniden 113, 114*, 218
Olenoides 115, 131, 133, 134,
— curticei 114*
Olenopsis 128, 134
Olenus 113, 132, 143
— cataractes 121
— gibbosus 120, 121, 124
— macrurus 120, 121, 134
— truncatus 114*, 120, 124, 134
Oligokyphus 390
Oligoporella 495
— pilosa 370*
Omorica (Fichte) 646
Omphalophyllia 372*, 374
Omphaloptycha 377
— escheri 372*
— gregaria 372*
Omphalosagda (Helix) subrugulosa 568*, 571
Omphalotrochus whitneyi 258*, 261, 286
Omphyma 177, 178, 181
— subturbinatum 176*
Omphymatiden 177
Onchus 170*, 179, 182, 184
Oncophora partschi 602, 603, T. XV
Onychiopsis mantelli 495, 496*
Onychophora 115
Operculina 496*, 498, 564*, 565
Ophiceras 384, 385, 410, 413, 414
— sakuntala 378*
Ophiderpeton 266
Ophidioceras 171
Ophioceras 171
— raricostatum T. IX
Ophiocten 446
Ophiurella 446
Ophiuroideen 386
Ophthalmosaurus 513
Oppelia 476, 481, 505
— aspidoides 437, 438*, T. X
— (Ochetoceras) canaliculata 437
— flexuosa 437, 440*
— fusca 454, 455
— lithographica 459, 465, 470, T. X
— subradiata 437, 438*, 454
— tenuilobata (Streblites) 437, 440*, 474, T. X
— wentzeli 459, T. X
Orbiculoidea 374
Orbitoides 524, 535
Orbitolina 497, 526, 527, 532, 537, 538, 540, 547, 549, 550
— concava 498
— lenticularis 496*, 498, T. XI

Orbitolitacea 563
Orbitolites 498, 563, 729
— complanatus 564*, 607, 611, T. XIII, T. XIV
Oreodon 578*, 579, 618
Ornithella digona 431
— obovata 431
Ornithischier 390, 449, 515, 738
Ornithomimen 513
Ornithorhynchus 650
Orohippus 575, 618
Orometopus 142*, 143
Orthiden 147, 257, 731
Orthis 117, 127, 149, 226
— actoniae s. Nicolella
— alternata 149
— calligramma 144*, 147, 149, 154/55, 156, 160
— carausi 149
— christianiae 152, 160
— circularis 221
— elegantula 144*, 147, 149, 173, 174*, 181
— exporrecta 124, 134
— kutani 126
— lenticularis s. Orusia
— lindstroemi 116*
— lunata 181
— moneta 156
— monieri 225
— parva 153
— perpasta 127
— personata 222
— provulvaria 222
— ribeiroi 159, 160
— romingeri 116*
— rustica 183
— striatula 210*
— vespertilio 146*, 147
Orthoceras 171, 188, 205, 222, 261, 312, 383, 433, 733
— annulatum 172*
— campanile 383
— dubium 404
Orthoceren 148, T. V
Orthoclymenia 207
Orthograptus 141, 167
— truncatus 140*
— vesiculosus 166, 168*, 186
Orthokraspedonta 209, 257, 259, 307, 311, 731
Orthophragmina 563, 564*, T. XIV, 598, 599
Orthopsis 446
— miliaris 532
Orthopteren 263, 445
Orthosphinctes (s. Divisosphinctes) 441
Orthothetes 209, 226, 307
— umbraculum 210*, 222, 257
Orusia (Orthis) lenticularis 116*, 120, 121, 124
Osmundaceen 373
Osteolepis 205
— macrolepidotus 204*
Osteostraken 203
Ostracoden 171, 178, 189, 203, 218, 263, 317, 386, 511
Ostracodermen 178, 203
Ostrea (s. auch Exogyra) 454, 455, 591, T. XIII
— acuminata T. X
— africana 533
— aginensis 608
— barroisi 600
— bellovacina T. XIII, T. XIV
— callifera 593
— carinata 525
— columba 501
— crassissima 566*, 600, 601, 603, T. XV
— cyathula T. XIV
— esterhazii 613
— knorri T. X
— lamellosa 603
— longirostris 607
— marshi 428*, T. X
— montis caprilis 376*, 403, 407, T. VIII
— multicostata 613
— rarilamella T. XIII, T. XIV
— sublamellosa 432, T. IX
— syphax 533
— ventilabrum T. XIV, 587
Otoceras 314*, 317, 336, 337, 384, 414
— woodwardi 410
Otolithen 572
Otozamites 374, 427, 495
Otozamites brevifolium 370*
Oudenodon 389
Ovibos moschatus (Moschusochse) 653
Oxyclymenia T. V
— undulata 207, 208*
Oxynoticeras 386, 436
— oxynotum 434*, T. IX
Oxyteuthis brunsvicensis 510, 512*, T. XI
— jasykowi T. XI
— pugio T. XI
Oxytoma 312
— münsteri 479

Paarhufer 577—579, 653
Pachyaena T. XIV*
Pachycardia 381, 417
— rugosa 378*, 406
Pachycormus 447
Pachydiscus 505
— neubergicus 533
— peramplus 508*, T. XII
Pachyodonten 433, 503, 732
Pachypodosaurier 513
Pachypora 217, T. V, 305
Pachyteuthis 442*, 445 (s. auch Belemnites panderi)
Pagodia 131, 132
Palaeanthropini 678
Palaeochoerus 577
Palaeoconcha 731
Palaeocrinoiden 175
Palaeocyclus 178, 180
— porpita 176*, 183
Palaeodictyoptera 263
Palaeomastodon 574*, 575, 611
Palaeomeryx 579, 596, T. XV
Palaeoneilo 239, 379
— lineata 378*
Palaeonisciden 265
Palaeoniscus 319, 333
— freieslebeni 316*, 326
Palaeophonus 171
Palaeosmilia 254*, 255
Palaeosolen 222
Palaeotherium 576*, 577, 592
— magnum T. XIV
— minus 608
Palaeotragus 612
Palaeoweichselia 251
— defrancei 250*

Palapteryx 650
Palechiniden 175, 265
Palechinoiden 736
Pallasioceras T. X
Palmatopteris 251
— furcata 250*
Palmen 561
Paloplotherium 575, 576*, T. XIV, 586
— minus T. XIV
Paludina 433, 461, 517, 527, 570, T. X, 604, 612, 732 (s. auch Viviparus)
— brusinai 568*
— diluviana 648*, 650, 660
— fluviorum T. XI, 502*, 504
— forbesi 568*
— glacialis 650, 660
— hoernesi 568*
— media 650
Panenka 173, 187
— lugens 172*
Panochthus 650
Panopaea 503
— heberti 593
— menardi 566*, 569, 589, 601, 608, T. XV
Pantelosaurus 320
Pantotheria 449, 739
Panzerfische 111
Pappel (Populus) 561, 647
Parabolina 113
— heres 120, 124
— spinulosa 114*, 120, 121, 124, 129, 134
Paraceltites 317, 334
— hoeferi 314*
Paraceratherium 613
Paradoxi (Spiriferen) 211
Paradoxides 113
— abenacus 129
— aurora 120
— bohemicus 113, 114*, 126
— davidis 113, 120, 124, 134
— forchhammeri 113, 120, 124, 128, 134
gibbosus 120
— groomi 113, 120
— hicksi 120
— lamellatus 129
— mediterraneus 128, 134
— oelandicus 113, 120, 124, 134
Paradoxides rouvillei 128
— rugulosus 120, 124, 126, 128, 134
— spinosus 127
— tessini 113, 120, 124, 125, 134
Parafusulina 253, 305, 306*, 340, 345
Paragastrioceras 262, 264*, 285, 332
Parahippus 575, 618
Parahoplites 507, 542
— (Parahoplitoides) deshayesi 54, T. XI
— milleti T. XI
— weissi T. XI
Paralecanites 317, 335
Paralegoceras 262, 264*, 295, 315
Parapachydiscus 542, 543, 546, 548
— neubergicus T. XII
Paraperrinites 338
Parapithecus 611
Parapopanoceras 384, 414, 415
Parapronorites 262, 287, 288, 313, 314*
Parapuzosia corbari T. XII
Paraschistoceras 295
Paraschwagerina kansaensis 304
Parasmilia centralis 499, 500*
Paraspirifer 211
— carinatus 211
— cultrijugatus 211
Parasuchia 389
Paratapirus T. XV
Paratibetites 411
Pareiasaurus 320, 333, 341, 738
— beani 318*
— karpinskii 318*
Parkinsonia 437, 439, 473, 480, 481
— parkinsoni 438*, 455, T. X
— württembergica T. X
Parodiceras 207, 208*, 227, T. V
Paroniceras sternale T. IX
Paxillosi 443
Pecopterides 251
Pecopteris 249, 278, 301, 303, 322, 339
— arborescens 251
— candolleana 251
— feminaeformis 251
— hemiteloides 250*
— miltoni 251
— pennaeformis 251
— pluckeneti 251, 303
— plumosa 250*, 251
— polymorpha 251
— unita 251
Pecten 311, 591, 603
— arcuatus 610
— asper 525, T. XII
— besseri 603
— burdigalensis 608, 611
— cinctus T. XI
— corneus T. XIII, T. XIV
— cristatus 566*, 603, T. XV
— decussatus 588
— demissus 432, 453, T. X
— discites 376*, 394, 396
— fuchsi 600
— islandicus 649
— personatus 428*, 432, 453
— praescabriusculus 601, 603, T. XV
— pusillus 327
— solarium 603, T. XV
— tigerinus 589, T. XV
Pectinatites T. X
Pectiniden 260, 567
Pectunculus 567, 598 (s. auch Axinea)
— fichteli 603
Pedina 446
Peltastes 446
Peltoceras 439, 440*, 469
— athleta 477, 483, T. X
— bicristatum 462
— bimammatum 459, T. X
— transversarium 459, 462, T. X
Peltura 113
— scarabaeoides 114*, 120, 121, 124, 125, 129, 134
Pelycosaurier 320, 738, 740
Pemphix 386
— sueuri 382*
Penaeus 445

Pentacrinus 442*, 446, 451, 511, 572, 607, 736
— basaltiformis T. IX
— scalaris T. IX
Pentameriden 173, 731
Pentamerus 155, 161, 235
— baschkiricus 213, 235
— borealis 173, 174*, 183, 184
— esthonus 184
— galeatus 173, 181, 213
— glaber 235
— gotlandicus 183
— (Conchidium) knighti 173, 181
— oblongus 180, 183, 191
— oehlerti T. V
— pseudoknighti 231
— rhenanus 227
— sieberi 223, 230, T. V
Pentremites 258*, 263, 295
Peratherium T. XIV
Pericyclus 261, 262, 264*, 294
— kochi 271
Peripatus 115
Perisphinctes 439, 459, 477, 482
— achilles 462
— arbustigerus T. X
— bleicheri 483
— convolutus T. X
— giganteus 462, T. X
— gorei T. X
— nikitini 477
— okusensis T. X
— panderi 477
— plicatilis 439
— senex 465
— tiziani 440*
Permocynodon 333
Perna maxillata 566*
— mulleti T. XI
— sandbergeri T. XIV, 593
— soldani 566*, 593
Perniden 312
Peroniceras 509, 548, T. XII
Peronidella 428*, 429
Perrinites 313, 315, 340, 345
— vidriensis 314*
Petalograptus folium 166, 168*
Pfeifhase (Lagomys) 651
Pferd (Equus) 621, 652, 676
Pferdespringer (Allactaga) 651
Phacopidella 218
Phacopiden 169, 218
Phacopinae 218
Phacops 169, 219
— bergicus 229, T. V, 258*, 263
— bufo 238
— downingiae 181
— elegans 169, 170*
— elliptifrons 183
— fecundus 186, 216*, 223
— quadrilineatus 190
— schlotheimi 216*, 226
— stockesi 169, 181
— weaveri 180
Pharciceras 207, T. V, 228
— lunulicosta 208*
Pharetronen 374, 429
Pharkidonotus 260
Phasmoiden 445
Phenacodus 573, 574*, 618
Phillipsastraea 217, 231, T. V
— pentagona 214*
Phillipsia 263, 271, 296, 317
— gemmulifera 258*
Phlebopteris 371, 425
Pholadomya 433, 453, 526, 548
— ambigua T. IX
— koninckı T. XIII, T. XIV
— ludensis T. XIII, T. XIV
— margaritacea T. XIII, T. XIV
— murchisoni T. X
— pulchra 608
— triquetra T. X
Pholas 569, 605
Pholidophoridae 447
Pholidophorus 444*, 447
Pholidophyllum 175, 177, 178
Pholidopterus 387
Pholidosteus 203
Phragmoceras broderipi 172*
Phryganoiden 446
Phycodes 119
— circinnatum 158
Phyllocariden 115, 171, 736
Phylloceras 386, 435, 463, 468, 469 474, 475, 478, 482, 504, 526, 547, T. IX, T. XI, 734, 740
— ibex 434*
— nilssoni 434*
— ptychoicum 468
— strigile 538
— velledae 542, 548
Phyllograptus 141, 154, 161
— typus 140*
Phyllopoden 263, 317, 386
Phyllospondylen 266, 319, 320
Phyllotheca 302*, 303, 339, 341, 343, 370*, 413
Physa 462, 571, T. XIV, 584, 607
— gigantea 568*
— montensis T. XIII, T. XIV
Physocardia 407
Physodoceras 439, 482
Physoporella 400, 406
— pauciforata 370*
Phytosaurus 390
— kapffi 388*
Picea excelsa (Fichte) 647
Pictonia 440*, 441
— baylei T. X
Pilophyllum 176*, 177, 178
Pinacites 207, 208*, T. V
— jugleri 226
Pinacoceras 385, 414, 734
— layeri 382*
— metternichi 404, T. VIII
Pinna 567
— robinaldi T. XI
Pinniden 260, 312
Pinus 674
— polaris 615
— silvestris (Kiefer) 647
Pisidium 569
— amnicum 650
— astartoides 650, 660
Pitaria 569
— (Cytherea) incrassata 566*, T. XIII, 593, T. XIV
Pithecanthropus 677, 678
— erectus (Homo erectus erectus) 677
Placenticeras 509, 539, 544, 546

Placenticeras bidorsatum 535, T. XII
— clypeale T. XII
— placenta 508, 545
— syrtale T. XII
Placodermen 148, 179, 189, 203, 222, 740
Placodontier 738
Placodus 389, 393
— gigas 388*
Placoparia 143
— cambrensis 149
— tourneminei 159, 160
— zippei 142*, 157
Placunopsis 379
— ostracina 376*, 396
Plagiaulacidae 517
Plagiaulax 444*, 449
Plagioptychus 503
Plagiosaurus 387
Plagiosternum 387
Plagiozamites 303
Planorbis 462, 504, 593, 732
— arcticus 650
— corneus 650
— cornu 568*, 571, T. XIII, 608, T. XIV
— multiformis 571
— pseudoammoneus 571, 592, T. XIII, T. XIV
— similis T. XIII, T. XIV
— umbilicatus 650
Planularia 429, 497
Plateosaurus 390, 397, 398
— longiceps 388*
Platyceras 171, 209, 235, 237
— megalostoma 172*
Platychisma kirchholmiensis 233
Platyclymenia T. V
— annulata 207, 208*
Platycrinus 265, 317
Platylenticeras (Garnieria) 505, 506*
— gevrili T. XI
— marcoui T. XI
Platyops 333
Platyrhinen 580
Platysolenites 134
— antiquissimus 121, 123
Platysomus 319, 333
— gibbosus 316*, 326
Platystrophia biforata 147, 149, 155
— lynx 144*, 147
Plebecula (Helix) ramondi 568*, 571, T. XIV, 593, 595, 600, 601, 608, T. XV
Plectambonites 147, 149, 173, 180, 181
— sericeus 146*
Pleospongien (s. Archaeocyathiden) 136
Plerophyllum 305, 306*
Plesiadapis T. XIV, 580, 585
Plesiochelys 447
Plesiomeryx T. XIV
Plesiosaurus 447, 448*, T. IX, 513 (s. auch Thaumatosaurus)
Pleuracanthus 265, 319, 325
— decheni 319
— sessilis 268*
Pleurodictyum 217, 237
— problematicum 214*, 222, T. V
Pleurograptus 141
— linearis 140*, 155
Pleuromeia 371, 391, 413
— sternbergi 370*
Pleuromya 381, 391, 433, 503
Pleuronautilus 310*, 312
— mosis 383, 406
Pleuronectites 377
Pleurophorus 312, 381
— costatus 310*
— curionii 378*
Pleurotoma 570, 587, 589, 600, 603, 605, 612
— koeneni 588
— selysi 587
Pleurotomaria 123, 171, 209, 260, 312, 433, 732
— subimbricata 234
— verneuili 310*
Plicatifera minori 338
Plicatula 432
— mytilina 649
Pliohippus 575
Pliopithecus 580, T. XV
Plocoscyphia 499
Podozamites 374, 413, 427
— distans 370*
Pollicipes 511
Polycoelia 305, 306*
Polydiexodina 253, 305, 340, 345
Polymorphites 436
Polypodiaceen 427
Polyptychites 505
— ascendens T. XI
— bidichotomus T. XI
— biscissus T. XI
— brancoi T. XI
— bullatus T. XI
— diplotomus T. XI
— keyserlingi 541
— polyptychus 506*
Polyteuthidae (Belemniten) 443
Polythecalis 305
— yangtzeensis 338, 345
Ponticeras (Gephyroceras) 207, 208*, T. V
Popanoceras 313, 332, 334, 335
— indo-australicum 314*
— priscum 336
Populus (Pappel) 496*
— arctica 615
— tremula 647
Porambonites 147, 153, 155
— baueri 144*
Porcellia 260/61
Portlandia 649 (s. Yoldia)
Portlockia 169
Posidonia 209, 227, 228, 260, 285, 465, 469
— alpina 467, 468, 471
— becheri 258*, 260, 271, 272
— bronni 428*, 431, 451, 471, T. IX
— buchi 471
— suessi 432, T. X
— venusta 210*, 229, T. V
— wengensis T. VIII, 406
Posidoniella 260
— laevis 260
Posidonomya 292, 334, 414 s. auch Posidonia
Postprolobites 207
— frechi 208*
— jakowlevi 208*
Potamides 600
Potamides (Cerithium) lamarcki 568*, 570, T. XIII, 595, T. XIV, T. XV

Potamides lapidum T. XIII
— plicatus 593
Potamogeton filiformis 647
Potentilla aurea 647, 648*
Poteriocrinus 226, 265
— multiplex 258*
Praeastartacea 381
Praecardium 173
— halli 172*
Praeradiolites 504
Primaten 580, 618, 620
Primaevi (Spiriferen) 211
Prionoceras (Postprolobites) T. V
— frechi 208*
— jakowlevi 208*
Prionocyclus T. XII
Prionotropis (Acanthoceras) papalis T. XII
— woolgari 508*, 509, 532, 544, T. XII
Pristerognathen 320
Pristiograptus nilssoni 186
— transgrediens 187
Proarcestes 384
— gaytani 403
Proboscidella 259
Procamelus 618
Procolophon 390, 416
Proconsul 620
Prodromites 262, 264*, 734
Productella 209, 257
— subaculeata 233
Productiden 257, 307, 309
Productus 296, 307, 334, 340, 342, 343, 344
— abichi 308*, 309
— aculeatus 307
— arcuatus 257
— artiensis 333
— bassus 257
— burlingtonensis 259
— cancrini 307, 308*, 333
— cancrini var. germanica 333
— cancriniformis 286, 290, 307, 308*, 332
— concinnus 286
— cora 256*, 269, 286, 290, 292, 332
— fallax 257
— giganteus 256*, 269, 271, 272, 284, 286, 290, 292
Productus horridus 308*, 309, 327, 333
— inca 291
— indicus 307, 308*, 336
— inflatus 333
— koninckі 269, 333
— latissimus 269
— lineatus 336
— longispinus 259
— mesolobus 256*, 286
— cf. mesolobus 290
— niger 256*, 257, 286
— petini 233
— semireticulatus 256*, 259, 296, 307
— striatus 286, 294
— ex. aff. striatus 290
— sublaevis 269
— timanicus 292, 309, 333
Proetiden 218, 263, 317
Proetus 218
— cuvieri 216*
Profusulinella 253
Prolecanites 261, 262, 264*
Prolecanitidae 261, 313, 734
Prolobitaceen 206, 207
Prolobites 207, 239, T. V
— delphinus 208*
Promathildia 377, 433
— unicarinata 430*
— subornata 372*
Pronorites 261, 262, 264*, 287, 313, 315
— postcarbonarius 332
Propalaeotherium 575, T. XIV, 586
Properrinites 313, 315, 345
Propinacoceras 313, 315, 332, 334
— beyrichi 314*
Proplanulites 482
Propliopithecus 578*, 580, 611
Proptychites 413, 414
protracte Anwachsstreifung 206
Proselachier 265
Proshumardites 315
— karpinskyi 287
Prosocoelus beushauseni 222
Prosodacna 606
Prosopon 445
Prososthenia 595
Prospondylus comptus 377
Prothalassoceras 288, 340
Proto cathedralis 603, 608, T. XV
Protocalamariaceen 247
Protocanites T. V, 261, 264*, 294
Protocardium rhaeticum 398, 404, T. VIII
Protoceras 618
Protoceratops 515, 542
Protocetus 580
Protodonta 390
Protohippus 575, 618
Protolenus 113, 120, 121, 125, 128, 129, 133, 134
— lusaticus 114*
Protoretepora 307
Protorosauriden 391
Protosiren 575
Protozoen 178, 304, 561
Protrachyceras 400, 401, 403, 412, 414, 415, T. VIII
— archelaus 380*, 385, 406, T. VIII
— curionii 406
— recubariense 406
— reitzi 406
Prouddenites 287, 295
Provirgatites 461
Proviverra T. XIV, 579
— cayluxi 578*
Psammostius 233
Psaronius 249, 304
Pseudobelus 510
— pistilliformis 512*
Pseudocentrophoren 266, 320
Pseudocorbula 381
Pseudocreodi 579
Pseudodiadema 446
Pseudofusulina 253, 288, 295, 332, 340
— huecoensis 305
— kattaensis 336
lutugini 305, 332, 345
Pseudoglauconia 517
— strombiformis 502*, 504
Pseudomelania 433, 603
Pseudomonotis (Eumorphotis, Eumicrotis) 312, 377, 410, 454, 473, 478, 542
— caucasica 410

Pseudomonotis clarai 376*, 377, 405, 408, 409, 413, T. VIII
— curta 479
— echinata 428*, 431, 455, 478, 479, T. X
— kasanensis 310*, 312
— ochotica 376*, 377, 410, 412, 413, 414, 415, 416, 419
— speluncaria 310*, 312, 327
— subcircularis 415, 416, 419
Pseudomphyma 176*, 177, 178
Pseudosaratoga 113
Pseudoschwagerina 253, 345
— fusulinoides 253, 304
— kansaensis 340
— princeps 304
Pseudostenophyllum hypocrateriforme 214*, 215
Pseudosuchia 390, 391
Pseudotissotia 546
Pseudovaginulina 426*, 429
Pseudovirgatites 443
Psiloceras 386, 435, 436, 475
— planorbe 434*, 436
Psilophytales 179
Psilophyton 202
Psygmophyllum 252, 302*, 304
Ptenophyllum 214*, 215, T. V
Pteranodon 513, 516*, 544
Pteraspis 178, 185, 187, 203, 220, 221, 230, T. V
— rostrata 204*
Pteria tenuicostata 541
Pterichthyodes 203
— milleri 204*
Pterichthys 203
— concatenatus 233
Pteridophyllen 303
Pteridophyten 246, 371
Pteridospermen 249, 303
Pterinea 173, 183, 209
— reticulata 172*
— retroflexa 182
Pterinopecten papyraceus 258*, 260
Pterobranchiaten 139
Pterocera 433, 460, 461, 504
— oceani 430*, 433, 461, 471, T. X
Pterodactylus 444*, 447, 459
Pterodon 611
Pterophyllum 373, 403, 416, 427
— blechnoides 304
— jaegeri 370*
Pteropoden 77, 117, 571, 611
Pterosaurier 447
Pterygotus 171, 182, 184, 187, 203, 219
— crouchi 182
— leathensis 182
— osiliensis 170*
Ptilodontidae 517
Ptilodus 618
Ptilophyllum 374, 426*, 427
Ptilozamites nilssoni 398
Ptychaspis 131
Ptychites 385, 386, 414, 415, T. VIII
— dux 393
— rugifer 410
— studeri 380*, 406
Ptychodus 513
— latissimus 512*
Ptychomya 547
Ptychoparia 113, 128, 131, 132, 133
— striata 114*, 126, 127
Ptychopariden 113, 114*
Ptygmatifer 261
Ptygmatis 433
Pugnax 311, 375
— pugnus 228, 256*, 260
— vereni 233
Pulchellia 505, 506*, 546
— pulchella T. XI
Pulmonaten 571, 732
Puma 621
Pupa 571 (s. Sphyradium)
— edentulum 650
— edentulum columella 648*
— muscorum 650
Pupilla muscorum 648*
Pursongia 333
Pustula (Productus) 257
— corrugatus 257
— giganteus 257
— hemisphaericus 257
— latissimus 257
— mesolobus 256*, 257
— striatus 257
Puzosia 505, 506*, 532, 542, 546
Pycnodonten 447
Pygaster 446
Pygope 431, 469
— aspasia 469
— diphya 428*, 431, 464, 467, 468, 470
— janitor 463, 464, 465
Pygopterus 387
Pygurus 446
Pyrina 446
Pyrotherium 619
Pyrula 570, 589
— condita 570, 603, T. XV

Quasifusulina 253
— longissima 252, 286, 287
Quastenflosser (Crossopterygier) 387
Quenstedticeras 437, 439, 456, 476
— lamberti 438*, 459, 477, 478, T. X
— mariae 477
Quercus (Eiche) 496*, 561
— robur 647
— sessiliflora 647
Quinqueloculina 563, 564*

Radiolarien 21, 75, 178, 429, 471, 561, 728
Radiolites 502*, 504, 532
Radiolitinae 503, 504
Rangifer (Rentier) arcticus 653
— tarandus 653
Raphiophorus 145
Raphistoma 131
Raphistomina 117
Rasenia 440*, 441, 461
— cymodoce T. X
— mutabilis T. X
— trifurcata T. X
— trimera T. X
Rastrites 167
— linnei 186
— longispinus 168*
— maximus 167, 168*
Raubtiere 579, 650
Redlichia 113, 128, 131, 133, 134
— manchuriensis 114*
Redonia 146*, 147, 159, 160

Reh (Cervus capreolus) 653
Reineckia 437, 456, 481
— anceps 438*, 483, T. X
Remopleurides 145, 155
Rensselaeria 173, 213, 231, 237, 731
— crassicosta 221
— strigiceps 210*, 222
Rentier (Rangifer) 653, 679
Reptilien 111, 267, 320, 341, 343, 369, 387, 390, 447 bis 449, 513–515, 549, 573, 738–739
Requienia 503, 526, 530, 531, 543, 546
— ammonea 502*, 527
Retepora 499, 565
Reticularia 259, 309
Reticuloceras 262
— cf. bilingue 287
— lineatum 276
— reticulatum 287, 290
— superbilingue 276
— cf. superbilingue 287
Retiolites 167, 185
— geinitzianus 168*
Retzia 226, 260, 311, 731
Rhabdopleura 139
Rhachitomen 266, 319, 320
Rhacophyllites 384, 403, 435
— neojurensis 382*
Rhacopteris 249, 296, 344
— asplenites 251
— transitionis 248*
Rhaetina 375
Rhamphorhynchus 444*, 447, 459
Rhinobatis 447
Rhinoceros (s. auch Aceratherium, Ceratorhinus, Coelodonta, Diceros, Teleoceras, Tichorhinus) 577, 616, 618
— (Coelodonta) (Tichorhinus) antiquitatis 648*, 653
— etruscus 653, 668, T. XV
— leptorhinus T. XV
— mercki 653
— minutus T. XIV, 593, T. XV
— sansaniensis T. XV
— schleiermacheri 576*, 600, 603, T. XV
Rhinoceros tichorhinus 675, 678
Rhinoceroten 577, 612, 652
Rhinosteus 203
Rhipidocrinus 217
— crenatus 216*
Rhipidomella 257, 307
— pecosi 256*
Rhizophyllum 178
— gotlandicum 176*
Rhodea 251
— subpetiolata 250*
Rhodesia-Mensch 677
Rhododendron 647
Rhombopteria 173
— mira 172*
Rhopalobelus 442*, 443 (s. auch Belemnites ventroplanus)
Rynchocephalen 389, 447, 738
Rhyncholithes hirundo 383
Rhynchonella 213, 311, 431, 454, 469, 499, 565, 730, 731
— amphitoma 372*
— bifera 233
— borealis 183
— concinna T. X
— cuboides 210*, 213, 228, 233, 235, 236, T. V
— cuneata 183
— daleidensis 222
— decemplicata 183
— decurtata 372*, 375, 394, 402, 406, T. VIII
— geinitzi 327
— griesbachi 410
— livonica 233, 234
— megaera 188, 230
— meyendorfi 213, 233
— nucula 173, 174*, 181, 182, 183, 184, 185
— nympha 223, 235
— pila 222
— pleurodon 256*, 260, 332
— polymorpha 610
— princeps 223
— pugnus 228, 260
— rimosa T. IX
— spinosa T. X
— thurmanni 460
— varians T. X, 428*, 455
Rhynchonella weaveri 183
— wilsoni 173, 181
Rhynchopora 311
Rhynchosaurus 389
rhytidolepe Sigillarien 247
Richthofenia 33, 308*, 309, 334, 340
Riesenfaultiere 676
Ringsteadia 441
— pseudoyo 440*
Rissoa 593, 603
— alpina 404
Robulus 429, 497, 561
— calcar 564*
Röhrlinge 729
Romaniceras deverianum T. XII
Ronzon-Fauna T. XIV
Rosalina 498
Rostellaria 570, 619
Rotalia 429, 498
Rotaliaceen 497, 498
Rotaliidae 427, 497
Rudisten 503, 522, 523, 524, 532, 533, 535, 536, 537, 538, 539, 540, 544, 547, 548, 549, 550, 551
Rugosen 175, 305
Rusa 653

Sabalites 561
Säbeltiger 676
Saccamina 252, 254*
Saccocoma 446, 459
Saccularia 426*, 429
Sagatherium 573
Sageceras 384
— haidingeri 382*
Sagenopteris 370*, 373
Sagittoceras 262
Salamander 602
Salenia 511, 512*, 572
Salix (Weide) 496*
— herbacea 648*
— polaris 647, 648*
Salpingostoma megalostoma 172*
Samotherium 579, 612
Sao 113
— hirsuta 114*, 126, 127
Saracenaria 496*, 498
Sassafras 497
Säugetiere 517, 573–580, 618, 739, 747

Saukianda 128
Saurichthys 382*, 387
Saurier 369, 539, 543, 550, 551, 618
Saurischia 390, 449, 513, 515, 738
Sauromorpha 738, 741, 747
Sauropoden 449, 515
Sauropterygia 389, 447, 738
Sauvagesia 504, 532
— cornupastoris T. XII
Saxicava arctica 649
Saxifraga oppositifolia 647
Saxoceras 435
Saynella 505, 506*
Saynoceras 505
— verrucosum 506*, T. XI
Scacchinella 33, 308*, 309, 334
Scalaria 406
Scaloposauriden 320
Scalpellum 511
Scaphites 510, 541, 735
— aequalis 510, T. XII
— binodosus T. XII
— constrictus 508*, 510, 535, 536, T. XII, 538
Scaphites geinitzi 508*, 510, T. XII
Scaphopoden 375
Scenella 117, 118
— discinoides 123
Schachtelhalme 246, 301, 371
Schafhäutlia mellingi 378*
Schellwienella 257
— crenistria 256*
Schildkröten 391, 586, 610, 738
Schistoceras 261, 262, 264*, 295, 315, 340
Schizaster 572, 603
Schizoblastus 306*
Schizodonten 379, 432, 501, 731
Schizodus 260, 312, 342, 344, 731
— obscurus 310*, 312, 327
— rossicus 332
— truncatus 310*, 332
— wheeleri 334
Schizoneura 303, 341, 413
— gondwanensis 370*
Schizophoria (Orthis) 209, 210*, 307
— resupinata 257
Schizophyten 75
Schlangen 586, 738
Schloenbachia 509, 510, 546
— varians 508*, T. XII
Schlotheimia 436, 475
— angulata 434*
Schlueteria 215
Schnecken 146, 147, 173, 260, 369, 375, 376, 504, 569 bis 571, 650, 732, 740
Schneehase 651
Schubertella 253
Schuchertella 257
Schwagerina 252, 253, 304, 332, 333, 338, 340
— fusiformis 253
— fusulinoides 288, 345
— princeps 252, 254*, 338
— uddeni 340
Schwageriniden 252
Schwämme 20, 21, 75, 119, 147, 178, 374, 429, 459, 729
Schweine 577
Scincosaurus 266, 268*
Sclerocephalus 266
Sclerosaurus 387
Scolecodonten 148
Scolithus 115, 116*, 123, 159
Scutella 572, 603, 607, 608, 610, 612
— subrotundata 608
Scutellidae 218
Scutellina 572
Scutellum 155, 169, 170* (s. auch Bronteus)
Scyphocrinus 185, 237
Scyphozoen 119
Seeigel (Echiniden) 265, 317, 386, 511, 572, 601, 607, 736
Seelilien (Crinoiden) 572
Seerose (Brasenia) 561, 647
Seesterne (Asteroideen) 175
Selachier (Haie) 265, 319, 386
Semaiophyllum 176*, 178
Seminula 246, 260, 269
— subtilita 256*
Semionotus 382*, 387, 397, 417
Sequoia 497, 561, 562*, 615, 616
Serpeln 605
Serpula 445, 462, T. X
— coacervata 461
Seymouria 318*, 320
Seymouriamorpha 267
Shastasaurus 389
Shumardia 143, 149, 153, 160
Shumardites 263, 264*, 288, 295, 340
— cf. simondsi 288
Sibirites 384, 410, 414
— eichwaldi 378*
Sidneyia 115, 118*
Sieberella galeata (s. Pentamerus) 173
Sigillaria 247, 252, 728
— elegans 248*
— elongata 248*
Silberwurz (Dryas) 647, 648*
Silesites seranonis T. XI
Simbirskites 474, 505, 543, 548
— decheni 506*, 541
— phillipsi T. XI
— versicolor 541
Sinanthropus 677, 678
— pekinensis 677
Sinophyllum kayseri 345
Siphonia 500*
— nobilis 499
Siphonotreta 147
Sireniden 573
Sivapithecus 620
Sivatherium 579, 651, T. XV
Slava 187
Solarium 588
Solemya 312
— biarmica 310*
Solenopleura brachymetopa 120
— riberoi 127
Solenoporella 425
Sonneratia 507, 509
— dutemplei 506*
Sonninia 436, 439
— sowerbyi 438*, T. X
Sowerbyceras 463, 482
Spaniodontella 605
Sparganophyllum 214*, 215, T. V

Spatangus 572
Spermophilus (Ziesel) 651
Sphaerium corneum 649
— rivicola 649
Sphaeroceras 437, 469
Sphaerocodium 179, 183, 396, 400, 403
Sphaerodoma 261
Sphaeroma margarum 571, T. XIII, T. XIV
Sphaeronites 148
Sphaerophthalmus 113
— alatus 114*, 120, 124, 125
Sphaerulites 504
Sphagnum 665
Sphenodiscus 545
Sphenokraspedonten 213, 259, 311, 731
Sphenolepidium 496*, 497
Sphenophyllum 247, 301
— emarginatum 295
— oblongifolium 295
Sphenopterides 251
Sphenopteridium 249
— dissectum 248*
Sphenopteris 251, 291, 294, 295, 303, 341
— adiantoides 251
— divaricata 251
— elegans 251
— striata 250*
Sphenotrochus 565
— latus 585
Sphyradium (Pupa) edentulum 650
Sphyradium (Pupa) edentulum columella 648*
Spinocyrtia 211
Spirialis 568*, 571, 605
Spirifer 209, 233, 237, 296, 309, 334, 340, 343
— acuminatus 237
— affinis 211
— alatus 308*, 309, 327, 333
— anosoffi 211, 212*, 234, T. V
— antarcticus 239
— aperturatus 211, 212*
— archiaci 211, 212*, 228, 233, T. V
— arduennensis 211, 212*, 221, 222. T. V
— ascendens 211
Spirifer bischofi 211, 212*
— cf. bisulcatus 286
— brodi 234
— cameratus 259
— carinatus 222, T. V
— clathratus 259
— condor 239
— convolutus 259, 309
— crispus 183
— cultrijugatus 212*, 222, T. V
— curvatus 211
— decheni 212*
— disjunctus 233, 234, 236
— duplicicosta 259
— elegans 211, 212*, 226
— elevatus 174*, 181, 183, 184, 185, 186, 209, T. IV, T. V
— fasciger 256*, 259, 309, 333, 337
— fimbriatus 233
— fragilis T. VIII
— hercyniae 212*, 222, 223, T. V
— hystericus 211, 212*, 222
— inchoans 223
— indifferens 211
— intermedius 211, 226, T. V
— jegulensis 286
— keilhavi 292, 333
— marcoui 291, 336, 337
— marionensis 259
— maureri 211
— mediotextus 211, 212*, 226, T. V
— medius 286
— mercurii 209, 212*, 231, T. V
— mosellanus 211, T. V
— mosquensis 259
— mucronatus 211, 212*, 226, T. V
— muralis 233
— neri 223, T. V
— opimus 259
— d'orbignyi 239
— ostiolatus 212*, 226, T. V
— paradoxus 211, 212*, 222, T. V
— pellico 211
— primaevus 211, 212*, 222
— radiatus 209
Spirifer ravana 333
— schmidti 183
— speciosus 211, 212*
— striatus 211, 256*, 259
— strunianus 269
— subcuspidatus 211
— sulcatus 183
— supraspeciosus 226
— tanaicus 234
— tenticulum 211, 233
— tibetanus 309
— tornacensis T. V, 256*, 259, 269
— trigonalis 211, 256*, 259, 286
— verneuili 211, 212*, 228, 233, 235, T. V, 259
— wynnei 308*, 309
Spiriferella 259, 311
— rajah 311
Spiriferiden 259, 374
Spiriferina 259, 311, 375, 431
— cristata 308*
— fragilis 372*, 393, 394, 396, 406
— griesbachi 411
— hirsuta 393
— mentzeli 372*, 394, 400, 402, 406
— octoplicata 259
— peracuta 256*
— saranae 286
— stracheyi 410
— verrucosa T. IX
— walcotti 451, T. IX
Spirigera 311, 375
— trigonella 372*, 394, 406, T. VIII
Spirillina 429
Spiroclypeus 564*, 565
Spirograptus spiralis 186
Spiroloculina 498
Spiroplecta 496*, 498
Spirorbis 274, 277
Spirulirostra 566*, 567, 621
Spiticeras 441, 474, 505, 506*, 538, 546
— negreli T. XI
Spondylus 567, 587, 591
— tenuispina 566*
Spongophyllum 214*, 215
Sporadoceras 207, T. V

Sporadoceras münsteri 208*
Squalodon 580
Stachella 312
Stacheoceras 313, 315, 336, 338, 340
— timorense 314*
Stacheoceraten 383
Staffella 253
Stantonoceras T. XII
Staufenia staufensis T. X
Staurocephalus 142*, 145, 158
— clavifrons 155
— globiceps 149, 155
Staurograptus 161
Stauronema carteri T. XII
Stechpalme 561
Stegocephalen 265, 266, 267, 319, 321, 341, 343, 387, 737, 740
Stegodon 574*, 575, 620, 651
Stegosaurus 449, 515
— ungulatus 450*
Steinbock 653
Stellispongia 428*, 429
Steneofiber T. XV
Stenophylliden 215
Stenophyllum 214*, T. V
— cuneifolium 248*
— tenerrimum 248*
Stenopora 307
Stephanoceras 386, 437, 439, 454, 477, 480, 481
— blagdeni 438*, T. X
— humphriesi T. X
Stigmarien 247
Stoliczkaia 542
Stomatopora 431, 565
Stomechinus 446
Streblites s. auch Oppelia tenuilobata
Straparollus dyonisii 261
Stratiotes 562*, 595
— aloides 647
Streblites (s. auch Oppelia tenuilobata)
Streblopteria 312
Strenoceras subfurcatum T. X
Strenuella 113, 120, 123, 134
— linarssoni 121
— primaeva 125
Streptelasma 147, 177
Streptelasma europaeum 144*
Streptograptus exiguus 186
Streptorhynchus 257
— pelargonatus 307, 308*
Stricklandinia 173
— lens 173, 180, 183, 184
— lirata 173, 174*, 180, 183
Strigoceras 437
Stringocephalus 213, 227, 231, 731
— burtini 210*, 226, 233, 235, 238, T. V
Stringophylliden 217
Stringophyllum 214*, 215
Strobilifer 304
Stromaria 75
— schubarthi 328
Stromatolithen 75
Stromatopora 147, 175, 183, 184, 217, 226, 228, 233, 729
Strombus 570, 603, 674
— bubonius 649, 673
Strophalosia 309
— goldfussi 308*, 309, 327
— horrescens 309
Stropheodonta compressa 180
— sedgwicki 221
Strophomena 147, 155
— euglypha 190
— imbrex 155
— rugosa 144*
Strophomeniden 257
Sturia 385, 412
— sansovinii 402, 406, T. VIII
Stylidophyllum 305, 338
— stillei 345
— volzi 345
Styliolina 209, 226, 227, 237
Stylodacna 606
Subcuspidati (Spiriferen) 211
Subsigillaria 247, 303
— brardi 248*
Subulites 146*, 147
Subungulaten 573—575
Succinea oblonga 648*, 650
Suiden 620
Sumatrina 305, 334
Sumpfzypressen 561
Sus 577
Sutneria 439
— platynota 440*, 459, T. X
Svalbardites 414
Symmetrodonta 449, 739
Symphysurus 152
— crofti 142*
Synapsidae 320, 389, 738
Syndesmya reflexa 605
Synhomalonotus 143 (s. Calymene tristani)
Synocladia 306*, 307, 327
Syringodendron 247
Syringopora 175, 253, 305
Syringothyris 259
— cuspidata 256*

Tabulaten 175, 226, 729
Taeniocrada 203, 222
Taeniopteris 301, 303, 341, 374, 413, 417
— jejunata 302*, 303
— multinervis 303
Tancredia 432
Tang 727
Tapes 569
— aureus 665
— aureus var. eemensis = T. senescens 648*, 649
— calverti 673
— decussatus 649, 665
— dianae 649
— gregaria 566*, 603, 605
— senescens s. T. aureus var. eemensis
— vetula 603
Tapinocephalus 320, 341
Tapirus 577, 596, 650, T. XV
— arvernensis T. XV
Tarsius 677
Taxaceen 427
Taxocrinus 175, 265
Taxodium 497, 561, 562*, 615, 616
Taxodonten 260, 312, 379, 432, 567, 731
Taxus baccata 647
Tegulifera 309
— deformis 308*
Teleoceras 576*, 577
Teleosaurus 447
Teleostei 387, 447, 513, 737
Teleostier 572

Teleostomen 319, 387
Tellina 569, 660
Tellina (Macoma) baltica 649
— calcarea 649
— donacina 649
— lata 649
— planata 566*, 603
Temnocheilus 261, 310*, 312
Tentaculites 171, 183, 189, 209, 221, 223, 227, 732, 740
— ornatus 172*
— tenuicinctus 210*
Terebralia rahti 593
Terebratella 431, 499, 565
Terebrateln 730
Terebratula (s. auch Coenothyris, Dielasma, Waldheimia, Zeilleria) 431, 454, 499
— aspasia 464, 468, 471
— carnea 500*, T. XII
— cycloides 396
— ecki 394
— gracilis T. XII
— grandis 564*, 565, T. XIV, 587, 588, 593
— gregaria 372*, 375, 407
— insignis 428*, 429, 431
— lagenalis T. X
— lens T. XII
— perforata 589
— perovalis T. X
— sella T. XI
— subsella 431, 461, 472, T. X
— vulgaris 392, 394, 396, 406
Terebratuliden 499
Terebratulina 431
— calathiscus 600
Teredo 569
Terquemia 432
Tetractinella 375
— trigonella 372*, 375, 394
Tetractinelliden 499
Tetragonites 504
Tetragraptus 141, 161
— phyllograptoides 153
— serra 140*
Tetrakorallen 111, 175, 213, 226, 253—255, 729
Tetrapoden 740
Tetrapora elegantula 338, 345
Textularia 496*, 498
Textulariaceen 498
Textulariidae 427, 497
Thalassoceras 314*, 315, 334
Thamnastraea 372*, 374, 431, T. VIII
— rhaetica 405
Thamnastraeidae 374, 499
Thamniscus 307
Thaumatopteris 371, 425, 477
Thaumatosaurus victor 448*
Thecidea 565
Thecodontia 389, 390
Thecodontosaurus 417
Thecosmilia 372*, 374, 404, 431, T. VIII
— clathrata 405
Thelodus 178
Theodoxia ferussaci 608
Therapsida 320, 738
Theriodontia 320, 389, 738
Therocephalia 320, 341, 390
Theromorphen 320, 387, 738, 739, 741, 747
Theropoden 390, 449
Thersites 609
Thinnfeldia 416, 426*
Thuja 561
Thurmannia 507, 509, 526, 538, 546
— boissieri T. XI
— thurmanni 506*
Thylacoleo 650
Thyrsoporella 495
Thysanopeltis 218
— (Bronteus) speciosa 216*
Tibetites 411
Tichorhinus s. Rhinoceros antiquitatis
Tilia (Linde) platyphyllos 647
Timorites 313, 345
Timorocrinus 306*, 317
Timorophyllum 305
Tingia 301
Tirolites 386, 410, 415, T. VIII
— cassianus 378*, 384, 405
Tissotia 510, 535, 538, 546, 547
Tissotia ewaldi 508*
Titanosaurus 515, 546
Titanotherium 577, 616, 618
Todites 413, 427
— princeps 370*
Tollia stenomphala 541
— tolli 541
Tomaculum 156
Torellella 117, 120
— laevigata 121, 125
Tornatella 587
Tornoceraceen 206
Tornoceras 207, 237
— simplex 208*
Tornoceratiden 207
Toucasia 503, 526, 530, 531, 547
— carinata 527
Toxaster 511, 546, 549
— complanatus 512*, T. XI
— granosus 526, T. XI
— retusus 526, T. XI
— ricordeanus T. XI
Toxodon 619, 650
Toxokraspedonten 213, 260, 311, 731
Trachodon 514*, 515
Trachyceras 403, 411, T. VIII
— aon 380*, 385, 406, 407, T. VIII
— aonoides 385, 403, 407, T. VIII
— münsteri 406
Trachyceraten 385, 386
Trachydomia 261
— wheeleri 258*
Trachylichas 170*
Trachynerita 375
Trachypsammia 305, 306*
Tragocerus 579, 612
Tragulinae 579
Trapa (Wassernuß) 562*
— natans 647, 665
Tremadictyon 428*, 429
Trematosaurus 387
— brauni 388*
Treptostomata 307, 730
Tretaspis (Trinucleus, Cryptolithus) 155
— seunesi T. III
Triarthrus angelini 152
Triassochelys 389

Triceratops 514*, 515, 545, 618
Trichites 432
Triconodon 444*, 449
Triconodonta 449, 517, 739
Trigeria 222
Triglyphus 390, 398
Trigonia 312, 432, 454, 462, 538, 546, 548, 567
— caudata 432
— clavellata 432
— costata 430*, 432, T. X
— gibbosa 430*, 432, 462
— navis 430*, 432, T. X
— schwarzi 547
— signata T. X, 432
— smeei 483, 539, 547
— subquadrata 547
— vau-scripta 539
— ventricosa 539, 547
Trigonodus 432
— sandbergeri 378*, 381, 396
Trigonosemus (Trigonosema) 499
— pulchellum 500*, T. XII
Trilobiten 111, 112, 143 bis 145, 218—219, 263, 735, 739
Triloculina 563, 564*
Trimerella 173, 189
Trimerocephalus T. V
— anophthalmus 216*
Trinucleus (s. Cryptolithus, Tretaspis) 145
— gibbsi 149
Tripartiti (Belemniten) 445
Triploporella 425, 426*, 495
Triticites 252, 253, 254*, 288, 295, 304, 332, 338
— simplex 287
Triton flandricus 568*, 570, 587, 588, 593
Tritylodon 390
Trochammina 427, 429
Trochocystites 117, 126, 127
— bohemicus 118*
Trochus 406, 433, 569, 603
— brocchii 568*
Trogontherium 651, 660
— cuvieri T. XV
Tropidoleptus 209
— carinatus 221, 238, 239, T. V
Tropidoleptus rhenanus 231
Tropites 386
— subbullatus 382*, 385, 403, 410, T. VIII
Trypanostylus 377
Tschernyschewia 309
Tubicolen 115
Turbiniden 261
Turbinolia 499, 564*, 565
Turbo 406, 569
— biarmatum 433
— ornatum 430*, 433
— rectecostatus 372*, 405
— rugosus 568*
Turrilites 505, 735
— bergeri 548, T. XI
— catenatus 508*
Turritella 30, 377, 433, 545, 585, 603
— montensis T. XIII
— nana 585
— terebra 608, 649
— triplicata 588
— turris 568*, 570, 601, 602, T. XV
— vermicularis 603
Tylodendron 304
Tylostoma 546
Tympanotonus s. auch Cerithium
— margaritaceus 568
Typotherien 619
Tyrannosaurus 513, 514*

Uddenites 262, 264*
— schucherti 340
— cf. schucherti 288
Udenodon 318*
Uintacrinus 511
— westfalicus T. XII
Uintatherium 573
Ullmannia 304, 327
— bronni 302*, 304
Ulme 647
Ulodendron 249
Uncinulus 311, 375
Uncites 213, 226, T. V, 730
— gryphus 210*
Undina 447
Undularia 377
— scalata 372*
Unio 203, 206, 501, 517, 527, 605, 606
Unio atavus T. XV
— eseri 602, T. XV
— flabellatus 600, 606
Unioniden 567, 613
Unpaarhufer 575, 577
Uralites 288
Uraloceras 315
Urmensch 677, 678
Urodela 265, 737
Ursus arctos 651
— arvernensis 651, T. XV
— deningeri 651, 653, 668
— spelaeus (Höhlenbär) 648*, 651, 653
— süßenbornensis 668
Uvigerina 564*, 565

Vaginulina 496*, 497
Valenciennesia 568*, 571, 603, 605, 606, T. XV
Valvata 504
— naticina 650, 660
— piscinalis 568*, 570, 648*, 650
— sorensis 650
Valvulinaria 429
Varioclymenia 207
Vascoceras 546, 547
— superstes 548
Vasseuria 566*, 567
Velates 569
— schmiedeli 568*, T. XIV, 610
Velopecten (s. Pecten) 377
Venericardia (s. auch Cardita) 567
— beaumonti 540, 614
— densata 616
— planicosta 566*, 616, 617
Venjukovia 320
Ventriculites 499, 500*
Ventroplani 443
Venus 569, 603
— dujardini 612
— konkensis 605
Verbeekina 252, 305, 306*
Verneuilina 496*, 498
Verruculina 499, 500*
Vidrioceras 288
Virgatites 443, 476, 477
— quenstedti 477
— scythicus 477
— virgatus 440*, 477

Virgatosphinctes 440*, 443, 474
— nodifer T. X
— vimineus 459, T. X
Virgatosphinctoides 443
Vishnuites 414
Vitis 562*, 615, 647, 674
Viverra 580
Viverravus 580
Viviparus (Paludina) 570, 590, 606, 613, 650
— bifarcinatus 604, T. XV
— brusinai 568*
— forbesi 568*
— hoernesi 568*, 604
— neumayri 604, T. XV
— nothus 604, T. XV
— structuratus 604
— sturi 604, T. XV
— vukotinovici 604
— zelebori 604
Vögel 517, 573, 586, 739
Vola 501, 567 (s. Neithea)
— alata 481
Volborthella 117, 118*, 120, 121, 123, 125, 134, 733
Vollmensch 678
Voltzia 374, 400, 405, 410, 417
— heterophylla 370*, 392
Voluta 589
— lamberti 608
Voluthilites 570
— bicorona 568*
— decora 587
Vulpes lagopus 651

Waagenia 439
— beckeri 440*, 459, T. X
Waagenoceras 313, 314*, 315, 345
— dieneri 340
—megaphyllum 338
Waagenophyllum 305, 306*
Waehneroceras 435
Walchia 252, 295, 304, 321, 322, 324, 325, 332, 416, 728
— filiciformis 302*, 304
— piniformis 302*, 304
Waldheimia 375
— angusta 406
— impressa 428*, 431, 459, T. X
— norica 372*
— numismalis 428*, 431
— tamarindus T. XI
Walnuß (Juglans) 647
Wassernuß (Trapa) 561
Wedekindellina 253
Weichselia 495
Weißdorn 647
Weißtanne 647
Wenjukowia 333
Wentzelella 305, 306*
— timorica 338, 345
Weymuth-Kiefer 646
Wielandiella 495
Wildkatze 651
Wildpferd 679
Williamsonella 495
Wilsonia (Rhynchonella) wilsoni 174*, 181
Wisent (Bison) 653
Witchellia 436
— romani 438*
Wocklumeria 207, T. V
— denckmanni 208*
Wodnika 319
Wolf 651
Worthenia 406
— solitaria 372*, 375, 403, 407, T. VIII
— supraornata 372*
Wühlmäuse 651
Würmer 571, 735
Wurmspuren 77

Xanthopsis leachi 571, T. XIII, T. XIV, 585
Xenacanthus 322
Xenaspis 336, 342, 384
Xenodiscus 314*, 317, 337, 384, 409, 414
— carbonarius 336
— plicatus 336
Xenophora 569
Xerophila striata 650
Xiphodon 578*, 579, 608
— gracile T. XIV
Xiphosura 112, 386

Yabeina 305
Yoldia 664
— arctica 648*, 649, 661
— myalis 649, 660
— oblongoides 649

Zamia 637
Zamites 426*, 427
Zaphrentiden 305
Zaphrentis T. V, 246, 253, 254*, 269
— delanouei 255
— koninckı 254*, 255
Zeilleria 375
— humeralis 429, 431, T. X
— lagenalis 428*, 431
— numismalis T. IX
Zeuglodon 580, 611, 616, 621
Ziesel (Spermophilus) 651
Zimtbäume 561
Zirphaea crispata 664
Zonites verticillus 650
Zonophyllum 214*, 215
Zosterophyllum 222
Zweischaler 499—504
Zwergbirke (Betula) 647, 661
Zwergweide (Salix polaris) 647, 648*
Zygopleura 261
— rugosa 258*
Zypressen 561

BERICHTIGUNGEN

S. 206. Zeile 9 von oben lies protract statt proract
S. 217. Zeile 2 von oben lies Dialytophyllum statt Dialyptophyllum
S. 586. Zeile 11 von unten lies Coebochoerus statt Cocbochoerus
S. 592. Zeile 13 von unten lies faba statt faha
S. 647. Zeile 25 von oben lies platyphyllos statt platyphyllus
S. 651. Zeile 19 von oben lies Felis spelaea statt F. spelaeus
S. 651. Zeile 18 von unten lies Lemmus statt Lemnus
T. XI. 4. Kol. Zeile 6 von unten lies Lissoceras statt Lyssoceras
Tafel III, Seite 118, sind die Abbildungen 3 und 4 vertauscht