# DAS ANTLITZ DER ERDE.

## VON EDUARD SUESS.

### DRITTER BAND.

ZWEITE HÄLFTE.

SCHLUSS DES GESAMTWERKES.

MIT 55 TEXTABBILDUNGEN, 3 TAFELN IN SCHWARZDRUCK
UND 5 FARBIGEN KARTEN.
SACH- UND NAMENSREGISTER IN BEILAGE.

WIEN. LEIPZIG.
F. TEMPSKY. G. FREYTAG
G. M. B. H.
1909.

DAS

# ANTLITZ DER ERDE.

Von

EDUARD SUESS.

## ERSTER BAND.

**Mit 48 Textabbildungen, 2 Vollbildern und 4 Karten in Farbendruck.**

**Dritte, unveränderte Auflage. (Drittes und viertes Tausend.)**

1908. Lex.-8°. IV und 778 Seiten. — Geh. *K* 31·20 = M. 26·—.

## ZWEITER BAND.

**Mit 42 Textabbildungen, 1 Tafel und 2 Karten in Farbendruck.**

1888. Lex.-8°. IV und 702 Seiten. — Geh. *K* 30·— = M. 25·—.

## DRITTER BAND.

### Erste Hälfte.

**Mit 23 Textabbildungen, 6 Tafeln und 1 Karte: Der Scheitel Eurasiens.**

1901. Lex.-8°. V und 508 Seiten. — Geh. *K* 30·— = M. 25·—.

## DRITTER BAND.

### Zweite Hälfte.

### SCHLUSS DES GESAMTWERKES.

**Mit 55 Textabbildungen, 3 Tafeln in Schwarzdruck und 5 farbigen Karten. Sach- und Namensregister in Beilage.**

1909. Lex.-8°. IV und 789 Seiten des Textbandes.

1909. Lex.-8°. Ca. 160 Seiten der Beilage (Sach- und Namensregister für das Gesamtwerk).

Preis des dritten Bandes mit Beilage *K* 60·-- = M. 50·—.

# DAS ANTLITZ DER ERDE.

## VON EDUARD SUESS.

DRITTER BAND.

ZWEITE HÄLFTE.

SCHLUSS DES GESAMTWERKES.

MIT 55 TEXTABBILDUNGEN, 3 TAFELN IN SCHWARZDRUCK
UND 5 FARBIGEN KARTEN.
SACH- UND NAMENSREGISTER IN BEILAGE.

WIEN. LEIPZIG.
F. TEMPSKY. G. FREYTAG
G. M. B. H.
1909.

# INHALT

## DER ZWEITEN HÄLFTE DES DRITTEN BANDES.

### Vierter Theil. Das Antlitz der Erde.


Seite

**Zehnter Abschnitt. Eintritt der Altaiden nach Europa.** Europäische Altaiden. — Der Asow'sche Horst. — Verlängerung des Kaukasus. — Krim und bulgarische Tafel. — Balkan und Karpathen. — Das Kimmerische Gebirge. — Uebersicht. — Fremde Brüche im variscischen Bogen . . . . . 1

**Eilfter Abschnitt. Armorica und americanische Altaiden.** Der westliche Rand des Central-Plateau. — Bretagne. — Jüngere Faltung. — Ausweitung des Beckens von London. — Transatlantische Altaiden. — Vorcarbonische Beziehungen. — Schichtfolge im Carbon. — Appalachien bis zum Mississippi. — Atlantische und pacifische Merkmale. — Appalachien jenseits des Mississippi. — Der nordatlantische Ocean . . . . . 47

**Zwölfter Abschnitt. Africanische Altaiden.** Das africanische Binnenmeer. — Die centrale Sahara. — Altaiden der Sahara. — Der Hohe Atlas . . . . . 99

**Dreizehnter Abschnitt. Die Alpen.** I. Westlicher Theil. Lage der Alpen. — Fortgang der Erforschung. — Theilung der Alpen. — Zone des M. Blanc. — Der Carbonfächer und das Briançonnais. — Deckschollen. — Glarus. — Simplon und Tessin. — Ivrea. — Von der Dora Baltea zum Gesso. — Bis zum Meere. — Alpen auf Corsica. — Beziehungen zum Appennin . . . . . 117

**Vierzehnter Abschnitt. Die Alpen.** II. Oestlicher Theil. Südgrenze der Ostalpen. — Lepontinische Decken. — Selvretta. — Muralpen. — Oetz, Ortler. — Disgrazia, Bernina. — Laas. — Tauern. — Oestliche Kalkalpen. — Flysch und lepontinischer Saum . . . . . 167

**Fünfzehnter Abschnitt. Posthume Altaiden.** 1. Die Alpen. — Fortsetzung gegen NO. und O. — Fortsetzung gegen S. und SW. — 2. Die Provençalischen Falten. — 3. Die Pyrenäen . . . . . 219

**Sechzehnter Abschnitt. Laurentia und nordische Inseln.** 1. Die Vereint-Staaten-Kette. — 2. Laurentia. — Grönland. — 3. Nordatlantische Inseln. — Island 282

**Siebzehnter Abschnitt. Africanische Brüche. Cap-Gebirge.** 1. Africanische Brüche. — Ost-Africa bis Rudolf-See. — Rudolf-See bis Syrien. — Uebersicht. — Kamerun. — Plan der africanischen Brüche. — 2. Cap-Gebirge . . . . . 304

**Achtzehnter Abschnitt. Oceaniden.** Beziehungen zum Süden. — Vortiefen als Grenzen Asien's. — Linie Ruahine-Kermadec-Tonga. — Erster australischer Bogen. — Neu-Guinea bis Neu-Caledonien. — Zweiter australischer Bogen. — Carolinen, Fidji. — Dritter australischer Bogen. — Virgation aus Neu-Seeland. — Polynesien. — Paumotu, Raroia, Samoa. — Uebersicht. — Atolls . . . . . 331

**Neunzehnter Abschnitt. Eintritt der asiatischen Inselkränze nach America.** Einleitung. Taimyr. — 1. Anadyriden. — Werchojan'scher Bogen. — Delta der Lena. — Jana, Indigirka, Kolyma. — Penschina und Anadyr. — 2. Alaskiden. — Rumanzof-Gebirge. — Seward- und Tschutschken-Halbinseln. — Alaska-Gebirge. — Halbinsel Alaska. — Aleuten. — Kenai-Gebirge. — Uebersicht . . . . . 374

Alle Rechte sowie das Recht der Uebersetzung vorbehalten.

Druck von Rudolf M. Rohrer in Brünn.

Seite

**Zwanzigster Abschnitt. Das Ende der Inselkränze.** Einleitung. — 1. Rocky Mountains. — Süden und Südosten. — Wyoming und Montana. — Mackenzie-Fluss. — Eintritt der Rocky Mts. in die Schaarung. — 2. Beginn des Zwischen-Gebirges. — Wrangell-Vulcane. — Der columbische Granodiorit. — 3. Elias-Gebirge. — Alexander-Archipel. — 4. Fortsetzung des Zwischen-Gebirges. — Vancouver. — Querprofil in 49°. — Cascaden-Gebirge . . . . . 434

**Einundzwanzigster Abschnitt. Das Erscheinen der Anden.** Klamath. — Californische Coast Ranges. — Nieder-Californien. — Südrand des Colorado-Plateau. — Mexico. — Schichtfolge des Zwischen-Gebirges . . . . . 479

**Zweiundzwanzigster Abschnitt. Der andine Bau; sein zweimaliges Vortreten.** Chiapas, Guatemala, Honduras. — Die Vulcane. — Panama. — Erstes Vortreten. Rückbeugung gegen S.-America. — Ecuador. Peru. — Cordillera Real, Argentinische Ketten. — Cordillera de los Andes und Cordillera de la Costa. — Sierra de la Ventana. — Patagonien. — Zweites Vortreten. — Uebersicht 513

**Dreiundzwanzigster Abschnitt. Analysen.** Analyse des Planes. — Kettung und Schaarung. — Bedeutung der Vortiefen. — Faltung. — Rückfaltung und Absterben im asiatischen Baue. — Analyse der Bogen. — Analyse einzelner Querprofile . . . . . 572

**Vierundzwanzigster Abschnitt. Die Tiefen.** Gliederung der Tiefen. — Entgasung, Batholithen, Erze. — Bild einer Durchschmelzung. — Passive seitliche Injection. — Grüne Gesteine . . . . . 625

**Fünfundzwanzigster Abschnitt. Hervortreten und Anordnung der Vulcane.** Phreatische Explosionen. — Verbindung mit Gängen. — Südafricanische Schlote. — Vertheilung der Vulcane. — Vulcanische Linien. — Atlantische und pacifische Laven . . . . . 655

**Sechsundzwanzigster Abschnitt. Der Mond. — Theoretisches. — Rückblick.** Der Mond. — Lunare und irdische Meeresbecken. — Abtrennung des Mondes und Folgen. — Isostatische Compensation der Gebirge. — Compensation der Continente. — Compensation. Allgemeines. — Contraction des Erdkörpers. — Rückblick . . . . . 683

**Siebenundzwanzigster Abschnitt. Das Leben.** Einleitung. — Der Strand. — Geschichte des Kaspischen Meeres. — Das Erscheinen placentaler Säugthiere. — Asyle . . 739

**Bemerkungen zu den Karten** . . . . . 783

## Tafeln und Karten der zweiten Hälfte des dritten Bandes.

Zu Seite

Taf. XVII. Schaarung von Karroo Poort. Karte . . . . . 321
„ XVIII. Das Quellgebiet der Indigirka. Karte . . . . . 383
„ XIX. Chief Mountain Cambrisch über mittl. Kreide. Vollbild . . . . . 445
„ XX. Sprünge in Asphalt. Vollbild . . . . . 579
„ XXI. Der Mond. Vollbild . . . . . 683

Karte I. Schematische Gliederung der Erdoberfläche.
„ II. Versuch einer Gliederung Europas.
„ III. Entwurf des deckenförmigen Baues der Alpen.

**Sach- und Namens-Register für das Gesamtwerk in Beilage.**

# ZEHNTER ABSCHNITT.

## Eintritt der Altaiden nach Europa.

Europäische Altaiden. — Der Asow'sche Horst. — Verlängerung des Kaukasus. — Krim und bulgarische Tafel. — Balkan und Karpathen. — Das Kimmerische Gebirge. — Uebersicht. — Fremde Brüche im variscischen Bogen.

Europäische Altaiden. Beinahe ganz Europa ist ein Theil des asiatischen Baues. Die caledonische Störung (II, 66; III, 486) ist die Grenze. Die jenseits liegenden westlichen Hebriden sammt einer Anzahl schottischer Halbinseln gehören einem anderen, atlantischen Elemente an (III, 484). Das vulcanische Gebiet von Island mit Jan Mayen, den Faröer, S. Kilda und einem bis NO. Irland reichenden Ausläufer liegt zum Theile auf diesem atlantischen Gebiete und zum Theile auf der Zone der caledonischen Störung. Der ganze Rest Europa's ist dem asiatischen Baue zuzurechnen.

Bisher wurden zwei asiatische Elemente in Europa besprochen, nämlich die Dinariden (III, 402) und die russische Tafel sammt den Uraliden (III, 454).

Die Dinariden sind ein Theil der peripherischen Randbogen und die russische Tafel wird hier als ein sajanisches Stück des Baikal-Scheitels angesehen. Zwischen beiden breiten sich im westlichen Asien die Ketten der westlichen Altaiden aus; sie treten bis an die Grenze Europa's heran und in Europa selbst sind sie durch ein weites Gebirgssystem vertreten, das noch über den Atlantischen Ocean und über das Mittelmeer hinaus kennbar ist. Wir betrachten es nach seiner Lage und nach vielen anderen

Umständen als die natürliche Fortsetzung der Altaiden Asien's und bezeichnen es auch mit diesem Namen.[1]

Es soll nun von der Zusammengehörigkeit der vorpermischen Horste in Europa (II, 151) ausgegangen werden, ferner von der Skizze Taf. V, I, 597, auf welcher versucht wurde, die Beziehungen der asiatischen zu den europäischen Ketten festzustellen, ferner von der schematischen Zeichnung der alpinen Leitlinien I, 303, Fig. 26, in welcher die Dinariden abgeschieden sind (I, 636), und der Skizze I, 618, Fig. 47, die den Balkan und die rumänischen Karpathen hinzufügt.

Im westlichen Asien tritt nach und nach eine merkbare Verschiedenheit der Richtungen zwischen den gegen NW. streichenden, dem Scheitel treu bleibenden Leitlinien und jenen Linien ein, die, hauptsächlich vom Tian-shan ausgehend, mehr gegen WNW. ziehen. Diese Divergenz wird endlich so bedeutend, dass die jüngsten Bauten der Uraliden, die Jergeni, fast senkrecht auf die Richtung des Kaukasus treffen, der ein Zweig der Altaiden ist (III, 458).

Asien besitzt, wie Europa, Falten, die älter und solche, die jünger sind als das Ober-Carbon oder Perm. Sie trennen sich oft durch Discordanz, aber die jüngeren Falten bleiben in Asien Theile desselben Gebirges und scheiden sich nicht räumlich ab. Ein Beispiel geben die Beobachtungen von Merzbacher und Keidel am Flusse Kok-shal im südlichen Tian-shan. Dort ist eine Discordanz schon an der Basis des Unter-Carbon ebenso deutlich wie in der Bretagne oder in Schlesien, und die Bewegung an der Basis des Ober-Carbon ist gleichfalls kennbar. Unterbrechungen sind eingetreten, aber die Faltung hat sich doch im Grossen auf denselben Linien wiederholt und ein gemeinsamer Aussenrand ist südwärts über die Gobi-Schichten geschoben.[2] Ein ähnliches Beispiel bietet in dem Randbogen des Himálaya die Sewalik-Zone. Viele andere Beispiele könnten angeführt werden.

In Europa ist es anders.

An jenem südlichen Theile der russischen Tafel, den unsere russischen Fachgenossen als den Asow'schen Horst bezeichnen, treten zwei grosse Aenderungen ein.

Die bisher gegen Süd gefalteten Ketten der Altaiden sind von hier an gegen Nord gefaltet, und diese Wendung ist umso auffallender, als die Fortsetzungen der Timan-Kanin-

Kette im Norden und ebenso die Dinariden im Süden die asiatische Faltung gegen Süd auch in Europa beibehalten, so dass zwischen ihnen die Altaiden als eine Ausnahme erscheinen.

Die zweite Aenderung besteht darin, dass nun die Ketten, welche jünger sind als das Ober-Carbon oder Perm, sich räumlich scharf abtrennen. Sie liegen fast ganz innerhalb von Senkungen der Altaiden, umrahmt von Linien, die nicht selten das Streichen der Altaiden durchschneiden. Man kann diese umrahmten Ketten als posthume Altaiden ansehen. Die alpinen Ketten (Alpiden) sind ihr wichtigstes Glied.

Die Alpiden besitzen einen tertiären Saum. Im variscischen Aussenrande, z. B. ausserhalb der belgischen Kohlenfelder, sieht man nichts Aehnliches. Ueberhaupt ist jüngere Faltung in den Horsten der europäischen Altaiden nur gar selten und in geringem Maasse sichtbar. Es ist, als wäre der Rahmen erstarrt, und die Faltung vom Ober-Carbon an auf die gesenkten Räume eingeschränkt.

Nirgend auf der Erde ist bisher ein ähnlicher Fall bekannt, es sei denn vielleicht in der Mandschurei, wo ältere Bruchstücke mit fremder Faltung innerhalb der jüngeren Falten erwähnt werden.

Beide Aenderungen bedürfen einiger Erläuterung.

Das lange Adak-Gebirge (III, 467) folgt auch N. von der Ussa durch die Grosslands-Tundra der Richtung der Hauptkette des Ural, die hier nahe NO. ist.[3] Dann geben die Uraliden gegen NW. einen Ast über Waigatz nach Nowaja-Semljä und einen zweiten in der Richtung Timan-Kanin ab (III, 472). Im J. 1891 bemerkte Reusch, dass brauner und grauer Sandstein und Schiefer am Varanger und am Tana-Fjord in Falten gelegt und dass sie die Fortsetzung von Gesteinen seien, die Böthlingk auf der Fischer-Halbinsel ausserhalb der Nordküste von Kola getroffen hatte. Zugleich wurden eingeschaltete Lagen mit geschliffenen Blöcken gefunden.[4] Damals hielt man den Sandstein für abgesunken an dem südlich liegenden Urgebirge. Ramsay hat seither an der Nordküste von Kola erkannt, dass dieser Sandstein wirklich dem Rande eines gegen Süd bewegten Faltengebirges, und zwar der Fortsetzung der Timan'schen Kette angehört.

Die Insel Kildin ist die erste Spur dieses Gebirgsrandes. Die Fischer-Halbinsel ist der zweite Rest; in der Abschnürung, welche den Srednij-Puostrow (mittlere Halbinsel) vom Festlande

trennt, liegt die Grenze gegen das Urgebirge. Das Streichen ist NNW.; die Neigung der Schichten gegen NO. zeigt Ueberschiebung des Gebirgsrandes an.[5]

Dal's Untersuchungen lehren, dass die Falten über die ganze Breite der Varanger-Halbinsel bis in den Tana-Fjord streichen.[6]

Das Alter des Sandstein's ist unbekannt; es wird vermuthet, dass er devonisch sei. Jedenfalls ist er jünger als die caledonischen Bewegungen N.-Norwegen's, denn seine Falten kreuzen ihre Richtung.

In Nord-Europa herrscht daher südwärts gerichtete Bewegung. Dass sie im Süden die Dinariden beherrscht, bedarf keines weiteren Beweises. Die nordwärts gerichtete Faltung der westlich vom Asow'schen Horste liegenden Altaiden ist daher in der That eine Ausnahme und sie hält an bis über den Atlantischen Ocean.

Nun sind die Senkungsfelder der Altaiden zu betrachten und die von ihnen umgrenzten, die Rahmen bildenden Horste.

Die Horste des variscischen und des armoricanischen Bogens sind bekannt (II, 116 und 104).

Ein weiteres bedeutendes Stück der Altaiden ist die iberische Meseta (II, 144). Die asturische Mulde (Fig. 14, II, 146) ist hier als der innerste Theil einer älteren, der Beugung von Gibraltar ähnlichen Torsion aufgefasst worden. Termier glaubt den Bau durch Verfrachtung von Decken besser zu erklären. Weitere Beobachtungen mögen entscheiden. Während eine lange und fast gerade Linie, von Oporto gegen SSO. ziehend, die westliche Grenze der Meseta gegen mesozoische Sedimente bezeichnet, treten jenseits der letzteren ausserhalb Cap Carvoeiro die Barlengas, einige kleine Inseln von Granit und Gneiss, aus dem Meere hervor, als wäre unter dem Ocean eine Fortsetzung der alten Felsarten vorhanden.

Die Montagne Noire ist ein selbständiger Ast der Altaiden, durch gemeinsamen Umriss dem Süden des Centralplateau's einverleibt, aber durch das abweichende Streichen WSW. und deutliche Aufschiebung abgetrennt. Die Cevennen sind seine Fortsetzung gegen ONO. Die Höhen bei Barcelona, jenseits der Pyrenäen, zeigen ähnlichen Bau. Die Mont. Noire wird im Zusammenhalte mit den Pyrenäen näher zu betrachten sein.

Wie in allen bisher genannten Horsten verräth auch der

corsardinische Ast durch discordante Auflagerung von Ober-Carbon seine Zugehörigkeit zu den Altaiden. Er umfasst den grössten Theil Corsica's und ganz Sardinien, streicht SSO. und ist durch $3^3/_4$ Breitegrade sichtbar. Eigenartige mesozoische Transgressionen zeichnen ihn aus, auf die bei Besprechung des nördlichen Appennin zurückzukommen sein wird. —

Eine abweichende Masse wird von Calabrien und dem peloritanischen Gebirge in NO.-Sicilien gebildet. Sie zeigt über ihren alten Felsarten eine cenomane Transgression von africanischem Typus, deren Spuren auch in Sardinien bekannt sind. Grosse Verfrachtungen ganzer Landestheile werden in Sicilien erwähnt; es ist nicht bekannt, ob und bis zu welchem Grade sie diese Masse beeinflussen.

Ausser den genannten Stücken ragen aus den jüngeren Faltenzügen kennbare ältere Theile auf. Das ist insbesondere in den Pyrenäen der Fall, aber auch am Pelvoux, am Tödi und anderen Stellen. In den steyrischen Alpen sieht man stellenweise die petrefactenführende Serie beginnend mit den Pflanzenresten des Mittel- oder Ober-Carbon.

Unter solchen Verhältnissen ist es sehr schwer, sich ein Bild des ursprünglichen Baues der westlichen Altaiden zu schaffen und nur ganz beiläufig mag aus der Beschaffenheit der Appalachien, der Lage der Mont. Noire gegen das Centralplateau und ihrem Verlaufe in Africa vermuthet werden, dass sie eine grosse, gegen Südwest und Süd geöffnete Virgation gebildet haben.

Die Senkungen, welche dieser grosse Bau erlitt, reichen räumlich an einzelnen Stellen nicht aus für die nachdrängenden jüngeren Ketten, an anderen Stellen lassen diese, in grossen Curven streichend, leere Räume zwischen ihren Curven und dem unregelmässigen Rahmen zurück, so in Süd-Deutschland. Auch der südliche Abbruch der Meseta geht gegen West über den Bogen von Gibraltar hinaus.[7] Die neuen Falten aber streichen an einzelnen Stellen quer über die alten, so über jene der Sudeten und des Hohen Atlas.

Am auffallendsten tritt dieses Verhältniss in den Alpen zu Tage. Nach den ersten gewaltsamen Krümmungen am Eisernen Thor und in SO.-Siebenbürgen fluthen die Karpathen in weitem Bogen über den Süden der russischen Tafel und überwältigen sie die Sudeten. Erst das südliche Böhmen zwingt sie in den

Rahmen der variscischen Horste, wie in einen Trichter. Ausser Stande das Vorland zu übersteigen, wie die Karpathen, oder sich zu entlasten durch die Abgabe eines freien Armes, vollbringen sie die grössten Ueberschiebungen.

Die Alpen enden in den Balearen, aber im Norden liegt ein weiteres Senkungsfeld, in dem die provençalischen Falten entstehen, die unter eigenartigen Umständen mit den Pyrenäen in Verbindung treten. Auch die Meseta erreicht bis über Santander hinaus nicht das Meer; ein Zug junger Falten trennt sie ab, wahrscheinlich der Rand einer weiteren Senkung.

In der Senkung des westlichen Portugal stellt jüngere Faltung sich gleichfalls ein. Hier nimmt der Culm, dessen Discordanz wir als den ersten Vorläufer in der Bildung der Altaiden ansehen, wesentlichen Antheil am Baue der Meseta. Zahlreiche granitische Intrusionen beirren das Bild und man muss den aus der Gestalt der Oberfläche gezogenen Schlüssen noch mehr Zurückhaltung entgegenstellen als an anderen Orten. Aus Choffat's Berichten ergibt sich, dass die jüngere gefaltete Serie wie in den nördlichen Ostalpen mit Trias beginnt, dass die Falten im Allgemeinen ziemlich flach und nicht sehr lang sind, dass aber in der Kette Arrabida, die in Cap Espichel an's Meer tritt, heftige, gegen SSO. gerichtete Schuppenbildung eintritt. Leider ist diese Kette so kurz, dass eine weitere Beurtheilung des Wesens der ausnahmsweisen südlichen Bewegung kaum möglich ist.[8]

Die Einsenkung von Paris und London zeigt gleichfalls jüngere Falten (Weald u. A.).

Dieses Auftreten jüngerer posthumer Falten in den grösseren Senkungen der Altaiden, und zwar auch dort, wo jede unmittelbare Verbindung mit Asien fehlt, weist auf eine sehr allgemeine faltende Kraft, die nur innerhalb der Rahmen zur Aeusserung gelangt.

Dazu kömmt, dass Senkungen ähnlicher Art ausserhalb der Altaiden auch eingetreten sind. Die Senkung von Venedig und jene des Aegäischen Meeres liegen in den Dinariden; unter das südöstliche Mittelmeer ist ein Stück der africanischen Wüstentafel versenkt. Keine dieser ausserhalb der Altaiden liegenden Senkungen zeigt aber jüngere Faltung.

Den alpinen Faltungen sind Senkungen vorangegangen oder haben sie begleitet, die, nach den Radiolarien-Gesteinen zu ur-

theilen, während des Jura zu mindestens 4000 M. hinabreichten. Aber es sind auch Senkungen der Faltung nachgefolgt. Die Niederung von Wien mit ihrem Saume von Thermen, Ungarn mit seinem Bogen tertiärer Vulcane, das wohlumgrenzte Senkungsgebiet des westlichen Italien mit seinen Vulcanen sind Beispiele. Es wurde bereits die Frage ausgesprochen, ob nicht heute sich im tyrrhenischen Senkungsfelde Erweiterung vorbereite (I, 114). Kesselbrüche sind in sehr später Zeit eingetreten, z. B. im Roussillon. In einzelnen rings umrahmten Fenstern mitten in den Alpen, die allerdings nicht durch Senkung erzeugt sein dürften, werden wir vor die Frage gelangen, ob es nicht auch eine secundäre Rahmenfaltung innerhalb der Alpen gibt.

Aus dem Gesagten ergibt sich, dass kein Theil des Antlitzes der Erde einer einigermaassen anschaulichen Beschreibung grössere Schwierigkeiten bietet, als der westlich vom Asow'schen Horste liegende Theil der Altaiden. Sie ist die Aufgabe der nächsten Abschnitte. Das pontische Gebiet, die unmittelbare Berührung mit Asien, ist von solcher Bedeutung, dass es voranzugehen hat. Asien dringt aber nicht nur in der Gestalt grosser Faltenzüge nach Europa. Manche Gründé sprechen dafür, dass auch gewisse lange, gegen WNW. bis NW. streichende Bruchlinien (Karpinsky-sche Linien) asiatischer Abkunft seien.

Zunächst werden die Umgebung des Pontus und die Karpinsky'schen Linien betrachtet werden.

Dann mögen die Altaiden in Europa mit ihren Fortsetzungen in N.-America und N.-Africa und dann die jüngeren umrahmten Ketten folgen.

Der Asow'sche Horst. Von dem Süden der russischen Tafel (III, 481) trennt ein Horst sich ab. Seine Grenzen sind durch Teisseyre[9] und Laskarew[10] genauer bekannt geworden. Er wird als der podolische Horst oder die podolische Tafel bezeichnet.

Der Saum der Karpathen verräth grosse Ueberschiebung. Sogar die Ueberwältigung der ganzen Breite der Sudeten verräth sich auf's Deutlichste (I, 246, Fig. 24). Für den im Osten folgenden Landstrich scheint dem Laufe der beiden Flüsse Weichsel und Sann eine besondere Bedeutung zuzukommen.

Am Scheitel des von jungen Sedimenten bedeckten Dreieckes Krakau—Sandomir—Przemysl, welches beide Flüsse und

der Saum der Karpathen umgrenzen, tritt nahe der Mündung des Sannflusses das Gebirge von Sandomir hervor (I, 243, 604). Es wird angenommen, dass von hier an gegen SW. eine Verwerfung den Lauf der Weichsel begleite, an welcher die Sudeten versinken. Jedenfalls sind die Berge von Sandomir eine sudetische Vorkette, etwa dem Juragebirge vergleichbar.

Der Lauf des Sannflusses aber entspricht annähernd der verlängerten Richtung des NO.-Randes dieser Vorkette. In der Nähe von Przemysl tritt der Fluss aus den Karpathen hervor und an der Karpathen-Strecke vom Westen bis hieher werden Blöcke gefunden, die dem sudetischen oder dem Sandomir-Gebirge angehören. Insbesondere hat Wójcik in der Nähe von Przemysl in solchen Blöcken alle Stufen des Vorlandes, vom Devon bis zum Kimmeridge, nachgewiesen. Sie liegen lose oder als Conglomerat in oligocänem Flysch und Wójcik erklärt sie als aus der Tiefe heraufgetragene Theile dieses versenkten Vorlandes.[11]

Sie sind Grundschollen; sie verrathen, dass bis Przemysl, daher bis an den Sannfluss, das Vorland noch dem variscischen Baue angehört, dessen Grenze sohin erst 200 Kilom. östlich von Krakau vom Saume der Karpathen erreicht wird. Professor Niedzwiezki theilt mir sogar mit, dass die grossen, zuweilen irrthümlich für bauwürdig gehaltenen Schollen alter Kohlenflötze, die im Flysch der Ost-Karpathen seit lange bekannt sind, noch bis Delatyn am Pruth (22° 20') getroffen worden sind.

Verlassen wir den Rand der Karpathen.

In Lemberg wurde in 501 M. das Senon noch nicht durchbohrt.

Am Dnjestr erscheint bei Nizniow (O. von Stanislau) eine flache Transgression von oberstem Jura, wahrscheinlich von der NO.-Seite der Berge von Sandomir bis hieher fortsetzend.[12]

Nahe nördlich davon liegt an der Zlota Lipa (linker Zufluss des Dnjestr) über dem Devon-Sandstein korallenführender devonischer Dolomit, ähnlich jenem des Sandomirer Gebirges.[13]

Dann verschwinden die westlichen Merkmale und am Dnjestr liegt die palaeozoische Schichtfolge des Horstes zu Tage. Sie neigt sich flach gegen die Karpathen und bleibt durch das breite Thal des Pruth getrennt.

In der Moldau nimmt die Entfernung des Horstes von den Karpathen rasch zu. Der Pruth wendet sich gegen Ost und tritt

bei Radautzi in eine cretacische Tafel. Hieraus hat Simionescu gefolgert, dass auch der Horst über den Pruth trete.[14] Die südliche Grenze des Horstes gelangt bei Berdiansk an das Asow'sche Meer. Er endet N. von dieser Stadt, indem er landschaftlich als ein Hügelland von ansehnlicher Breite aus der flachen Umgebung hervortritt. Morozewicz hat eine Karte geliefert[15] (III, 483).

Dieses Hügelland wird der Asow'sche Horst genannt; er ist ein Theil des podolischen Horstes.

Wir kehren zu dem NW.-Ende zurück. Hier sind in den Bezirken Dubno und Ostrog nach Laskarew die Spuren zweier Einsenkungen vorhanden. Die erste, die Senkung von Peltscha, wird von dem marinen Ober-Devon der westlichen Berge begleitet; in Verbindung mit der zweiten tritt bei Rowno, völlig vereinsamt, basaltisches Gestein auf. Die Grenze des podolischen Horstes wendet sich dann gegen Nord und folgt weiter in SO.-Richtung in einiger Entfernung dem rechten Ufer des Dnjepr. Sie kreuzt den Fluss in der Nähe von Krementschug und erreicht endlich den Nordrand des Asow'schen Horstes.

Dieses Stück alten Gebirges ist von entscheidender Bedeutung für die Gestaltung von Europa gewesen.

Karpinsky hat die Ansicht ausgesprochen, dass die Ablenkung des Kaukasus gegen die Krim durch diesen Horst veranlasst sei (III, 483). Merkwürdiger Weise sieht man, dass das Verhalten der von Asien her eintreffenden Leitlinien im Süden des Horstes ein anderes ist als im Norden.

Der Kaukasus behält seine gerade Richtung gegen WNW. bis NW., wie sie für die grossen Ausläufer der asiatischen Virgationen bezeichnend ist, bis in die Nähe der Krim. Hier ändert sich plötzlich die Sachlage.

Die Karpathen können Anschluss an asiatische Linien nur im Süden des Horstes finden; darüber lässt die russische Tafel keinen Zweifel. Von diesem Horste an wendet sich die Faltung gegen Nord; an Stelle der geraden Linie des Kaukasus erscheinen von hier an die gewundenen Leitlinien von Mittel-Europa.

Ganz anders ist die Sachlage im Norden des Horstes. Die gerade Richtung WNW. bis NW. und, so weit die Sachlage kennbar ist, auch die asiatische Bewegung gegen Süd werden unverändert beibehalten. Dieses ist der Beginn der Karpinsky-schen Linien (I, Taf. V, *mm*).

Die Faltung von Kulandy am NW.-Ende des Aral und die zerstreuten Vorkommnisse der Astrachan'schen Steppe müssen auch heute als vereinzelt ausser Betracht bleiben.

Weit wichtiger ist die Alai-Linie (I, 603).

Alai — Turkestan-Gebirge — Malgusar — Nuratau (Taf. XII, III, 375) — Scheich Djeli — Mangischlak — Kohlengebirge am Donetz (6 auf Taf. V, I, 597) heisst die Reihe von Kulissen, die, zuerst leicht gegen Süd convex, dann geradlinig gegen WNW. streichend, vom Nordrande des Pamír her an dem Nordrande des Asow'schen Horstes vorbeizieht.

In Bestätigung von Karpinsky's Voraussetzungen hat Bogatschew an dem südlichen Abfalle der Wasserscheide Sal-Manytsch nahe 42° 30′ ö. L. in tertiärem Sande Bruchstücke von versteinerungsreichem Ober-Carbon in solcher Menge getroffen, dass ein Riff von diesem Kalkstein in naher Tiefe vorauszusetzen ist. Die Richtung dieser Wasserscheide trifft über Nowo-Tscherkassk auf jene des Hauptsattels im Carbon des Donetz.[16]

Schon NO. von Konstantinowskaja am Don tritt das flötzreiche Carbon zu Tage, und im Süden hat man bei Taganrog das Ober-Devon erbohrt, das als ein Saum zwischen dem Südrande des Carbon und dem altkrystallinischen Horst auftritt. Dieses Carbon, das Kohlengebirge des Donetz, ist heute in der Richtung NW. bis WNW. auf etwa 370 Kilom. bekannt, bei einer grössten Breite von 160 Kilom. Tschernyschew und Lutugin haben eine treffliche Uebersicht gegeben. Vom Ober-Devon an, mit dem die mächtige Schichtfolge beginnt, ist keine Discordanz vorhanden bis an die Basis des Tertiär, das horizontal liegt. Dabei sind aber für einzelne Glieder (z. B. Trias, Unterkreide) keine sicheren Vertreter bekannt. Auch an der Basis von Ober-Carbon oder Perm, welche an so vielen Orten durch Discordanz bezeichnet ist, sieht man hier keine Störung. Die südlicheren Teile des Revier's bestehen, wenigstens im Gebiete des Kalmjuss, aus den älteren Schichten, nämlich dem Ober-Devon und den tieferen Abtheilungen des Carbon und hier herrschen flachere Lagerung, streichende Verwerfungen und Gräben. Erst weiter gegen die Mitte stellt sich Faltung ein, eine sogenannte Haupt-Anticlinale, auch Sättel von elliptisch-domförmiger Gestalt (Brachy-Anticlinalen), Sättel mit steilerem Südflügel, endlich enge Faltung und Zerknitterung, beeinflusst durch die wiederholte Folge

von Gesteinen von sehr verschiedener Widerstandsfähigkeit und durch die Bildung von Wechselflächen und Brüchen.[17]

Borissjak hat gezeigt, in welcher Weise diese engen Falten gegen NW., in der Richtung von Ussjum, sich verlieren. Hier sind sie völlig zu einer Ebene abgetragen und die Sättel erscheinen an der Oberfläche als vereinzelte Ellipsen, NW. streichend, von mehr oder minder regelmässig concentrischem Bau, und zumeist auch mit steilerem Südflügel. Die älteren Sedimente sind stärker gefaltet, die jüngeren weniger, am wenigsten die Kreide. Endlich verschwindet der Bau unter der oligocänen Decke.[18]

Den Südrand begleitet der Dnjepr und noch weit stromaufwärts trifft man bei Kanew Störungen in Jura und Kreide.[19]

Mit ihnen endet zwischen 31 und 32° ö. L., nach dem heutigen Stande der Berichte, die vom Manytsch herüberstreichende Zone von Dislocationen.

Verlängerung des Kaukasus. Wir wenden uns zur Südseite des Asow'schen Horstes.

Bei dem im J. 1885 unternommenen Versuche, die Fortsetzung der asiatischen Leitlinien zu verzeichnen, wurde eine solche Linie vom Kaukasus gegen Kertsch gezogen und ihr in der Krim eine Beugung aus NW. gegen SW. gegeben (I, 597, Taf. V). Zugleich wurde das höhere Alter des Gebirgsstückes der Krim gegenüber den jüngeren Bewegungen des Kaukasus erwähnt. Das Gebirge von Matschin in der Dobrudscha musste als ein unaufgeklärtes Räthsel zurückgelassen werden (I, 608, 613).

Der Kaukasus weicht von dem Baue anderer Ketten durch manche Eigenthümlichkeiten ab. Seine gerade Richtung gleicht, wie gesagt, einer Ausstrahlung des Tian-shan. Sarmatische Schichten wurden bis 2200 M. emporgetragen. Sein mittlerer Teil konnte als eine grosse gegen SW. überschlagene Falte bezeichnet werden. Im Südosten verschwindet der südliche Theil unter dem Flussthale des Riom.

Neue Beobachtungen haben viele Einzelheiten gebracht, so namentlich die Entdeckung von Pseudom. ochotica und der rhätischen Stufe,[20] aber sie haben das von Abich entworfene Gesammtbild in seinen wesentlichen Zügen kaum verändert. Dabei bleibt es jedoch räthselhaft, wie bei solchem Baue die mesozoischen Sedimente des Südens von jenen des Nordens so ver-

schieden sein können. Wahrscheinlich ist der Betrag der Ueberschiebung gegen Süd ein sehr beträchtlicher.

Sarmatische und noch jüngere Falten sind auf beiden Seiten vorhanden. Im Süden sind sie mit den älteren Sedimenten von Nord her überfaltet. Den Norden des Gebirges begleiten sie in grosser Regelmässigkeit, so bei Derbent[21] und bei Stawropol. Abich wusste, dass die Falten der Nordseite noch über das NW.-Ende des Gebirges in einem flach gegen N. convexen Bogen fortsetzen, und auf dieser Erfahrung beruht die Leitlinie auf Taf. V.

Bei Anapa endet der Kaukasus in NW. streichenden Ketten von cretacischem Flysch.[22] Nördlich von hier schliessen sich Andrussow's Forschungen an.[23]

Eine nördliche Gruppe jungtertiärer Falten zieht, dem Kaukasus parallel, über Temriuk in die Nord-Hälfte der Halbinsel Taman, geht dabei in Str. OW. über, kreuzt mit dieser Richtung die Strasse von Kertsch, füllt die Nord-Hälfte dieser Halbinsel, beugt sich in leichtem Bogen gegen WSW., nimmt an Bedeutung ab und endet, indem sie die Steppe des Krim erreicht.

Eine südliche Gruppe schliesst sich anfangs an die nördliche und füllt den Raum zwischen ihr und dem Nord-Rande des Kaukasus. Sie streicht in die südliche Hälfte von Taman, weicht allmählig von der Richtung der nördlichen Falten ab, erlangt an der Südwest-Küste von Taman die Richtung SW., setzt mit dieser Richtung in den südöstlichen Theil der Halbinsel Kertsch fort und verschwindet unter dem Schwarzen Meere.

Der Winkel zwischen beiden divergirenden Gruppen von Falten wird von einem Flachlande eingenommen, das den Südwesten von Kertsch bildet, und gegen die Falten durch den Steilrand Parpatsch abgegrenzt ist. Dieses Flachland kann als eine Art von Umfassung oder als ein Glaçis des östlichen Endes des Krim-Gebirges angesehen werden. Bei Theodosia tritt dieses östliche Ende in tithonischen Felsen zu Tage.

Andrussow stellte ursprünglich die Zeit der Bildung dieser Falten zwischen die sarmatische und die maeotische Stufe. Später brachten ihn Discordanzen in verschiedenen Horizonten zu der Meinung, dass Faltenbildung und theilweise Abtragung gleichzeitig vor sich gegangen sein möchten und vielleicht noch in postpontischer Zeit vorgekommen sind. Ueberfaltungen sind im

Sinne der Hauptkette, d. i. im asiatischen Sinne gegen S. oder SO. gerichtet.

Die Natur bietet hier ein gar lehrreiches Beispiel der Art, in welcher junge Falten durch ein fremdes, älteres Gebirge (Theodosia) nicht gestaut, sondern in divergirende Bündel getheilt werden. Das nördliche endet frei, das südliche sinkt unter das Meer.

Ausserhalb der Südküste von Kertsch tauchen bei Opuk, in der Nähe der Stelle, an welcher der Steilrand Parpatsch das Meer erreicht, einige kleine und schwer zugängliche Klippen, die Korabli (Carabellen, Schiffe) hervor, von denen schon Dubois wusste, dass sie aus einer der Gegend fremden, krystallinischen

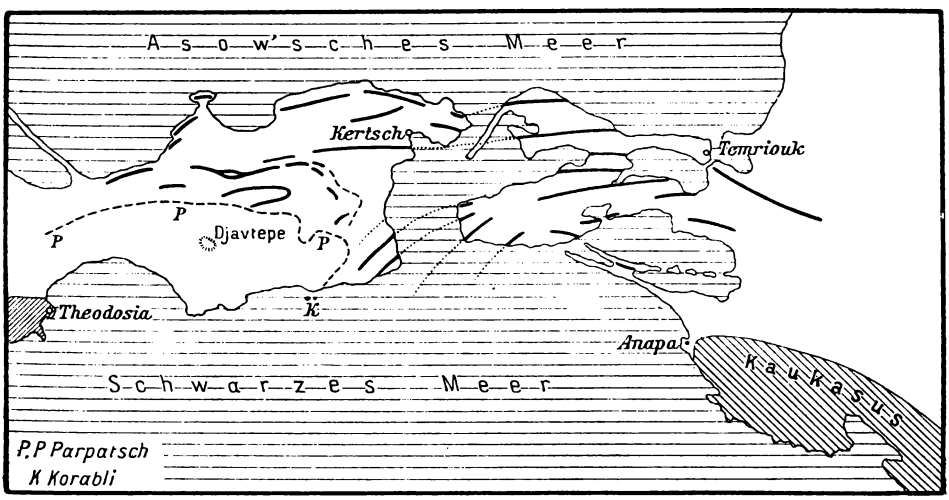



Fig. 1. Die Strasse von Kertsch (nach Andrussow).
Die starken Linien sind jungtertiäre Anticlinalen.

Felsart bestehen. Andrussow erwähnt von der nahen Küste lose Stücke von Mandelstein mit Zeolithen, Thonglimmerschiefer u. A.; v. Vogdt betrachtet die Korabli als eine Spur des Krim-Gebirges.

Krim und bulgarische Tafel. Die Gabelung der jungen Falten des Kaukasus wird durch ein Bruchstück einer grösseren Kette veranlasst. Wer von der Krim-Steppe, d. i. von Norden her, sich diesem Bruchstücke nähert, der überschreitet Miocän, Nummuliten-Kalk und die ganze Kreideformation mit Einschluss des unteren Neocom, welche in flach gegen N. geneigten Schichten einander folgen. Der untercretacische Caprotinen-Kalk bietet einen steil gegen Süd, d. i. gegen das Gebirge, blickenden Schichtenkopf.

Das Neocom liegt discordant und ziemlich flach auf gefaltetem Lias und Jura (I, 611). Diese letzteren schienen in Verbindung

mit merkwürdigen Lakkolithen das ganze Faltengebirge der Krim zu bilden, bis v. Vogdt bei Simpheropol und im Osten dieser Stadt Reste einer älteren Schichtfolge entdeckte. Diese ist: Obercarbonischer Kalkstein mit Schwagerina, Conglomerat und Sandstein mit Landpflanzen, Schiefer mit Pseudomonotis ochotica, Unter-Lias vom Typus der ostalpinen Hierlatz-Schichten. Dann erst folgt die weitverbreitete Lias- und Jura-Serie.[24] Schollen von Lias liegen discordant auf Trias. Vogdt vergleicht die Gebirge der Krim sowohl ihrem höheren Alter als der Schichtfolge nach mit jenem von Matschin (Dobrudscha). Noch an der äussersten Südwestküste, bei Phoros, traf Borissiak Pseudomon. ochotica.[25] Das Streichen der Falten ist im Osten, bei Theodosia, OW., bei Simpheropol ist es O. 15° N. und gegen den Südwesten der Halbinsel herrscht NO. Es bildet einen leicht gegen NW. convexen Bogen. Dabei sind zwei Phasen bedeutender Störung bemerkbar, nämlich zwischen Trias und Lias, dann zwischen Jura und Neocom. Auch in noch jüngeren Schichten werden Discordanzen erwähnt. Ihre Zahl ist einigermaassen überraschend; es ist, als wäre in dieser Gegend zu wiederholten Malen unter veränderten Bedingungen neue Faltung eingetreten.

In Bulgarien kennt man an der Basis der Kalktafel, welche sich im Süden an das Gebirge von Matschin fügt, durch Peters und Athanasiu an einigen Punkten oberen Jura, der an der Basis der Krim-Steppe nicht bekannt ist.[26] Ueber diesem herrscht aber auffallende Uebereinstimmung der Schichtfolge in der Krim-Steppe und der bulgarischen Tafel.

Der untercretacische Requienen-Kalk wurde bereits als Schichtenkopf am Südrande der Steppe erwähnt; Toula hat ihn bei Tschernawoda und weiterhin noch in grosser Ausdehnung nachgewiesen.

Ueber der Unterkreide von südlicher Tracht folgt bei Inkermann und Sebastopol Senon mit nördlichen Merkmalen; es breitet sich auch über die bulgarische Tafel.[27]

Den Nummuliten-Kalk von Varna hat Favre als die unmittelbare Fortsetzung des Nummuliten-Kalkes der SW.-Krim erklärt.[28]

Toula hat das Verdienst, die Identität der miocänen Schichtfolge von Varna und von Sebastopol erwiesen zu haben (Helix-Schichten, Pecten-Oolith, Spaniodon-Schichten, Sarmatisch; I, 627).[29]

Die Donau aufwärts traf Toula bei Silistria und Rustschuk

noch den Requienen-Kalk. Bei Sistow sammelten Zlatarski und Toula Apt.-Fossilien. Bei Nikopoli erscheint am Strome Senon mit Belemn. mucronata und Ostr. vesicularis. Die älteren Glieder der Tertiärformation sieht man nicht und bei Plewna liegt die II. Mediterranstufe auf Senon und Turon.[30]

Landeinwärts gelangt man sohin an der Donau in immer jüngere Schichten. Die umschlossene westliche Niederung nennt Mrazec etwa von Crajowa an die getische Depression.

Balkan und Karpathen. Die bulgarische Tafel, nur von sehr leichten, OW. streichenden Faltungen in ihrem westlichen Theile durchzogen, stellt sich als das Vorland des Balkan dar, im Westen umgrenzt von der grossen Torsion, die vom Balkan zu den Karpathen führt.

Dieser gewaltige und in seinen Hauptzügen wunderbar klare Bau (Fig. 48, I, 619) ist in neuerer Zeit der Gegenstand von drei umfassenden Darstellungen gewesen, die sich gegenseitig ergänzen. Die erste rührt von Cvijic her und bezieht sich hauptsächlich auf den Balkan und die Strecke im Süden der Donau. Die zweite hat Schafarzik geliefert; sie lehrt den mittleren Theil der Torsion genauer kennen. An diese schliesst die etwas ältere Schrift von Jnkey, welche die Verbindung herstellt mit den werthvollen Arbeiten der rumänischen Geologen.[31]

Das ältere Gebirge der Mitte der Balkan-Halbinsel streicht von Süden her durch Serbien; bei Nisch wird es von dem Westrande der Torsion berührt, die gegen West überfaltet ist; dann bildet die Morawa nahezu die Grenze; hierauf kreuzt es die Donau und verschwindet unter der ungarischen Ebene.

Im Süden ist dieses ältere Gebirge von allen jüngeren Bildungen durch eine discordante Decke unterschieden, die mit der Priabona-Stufe beginnt. Das Strandscha-Gebirge in der Nähe des Pontus trägt nach Schaffer's Berichten[32] auch streckenweise diese Decke. Es bleibt durch die keilförmige Eruptiv-Masse von Burgas vom Balkan getrennt.

Im östlichen Balkan herrscht, wie schon Toula's Aufnahmen erkennen liessen, junge, lockere Faltung. Keine älteren als jurassische Schichten erscheinen auf den Anticlinalen, und auch diese nur selten. Breite ungefaltete Flächen schalten sich zwischen die Falten ein (aptygmatische Thäler, Cvijic) und bis in die levantinische Zeit reicht die Faltung. Das sind An-

zeichen eines nahen freien Endes. Dabei ist jedoch der Nordrand gegen die bulgarische Tafel scharf gezeichnet, auch stellenweise gegen N. überfaltet.

Weiter gegen West wird die Faltung enger, mesozoische Anticlinalen werden häufiger. Langgestreckte Kerne von offenbar vorpermischem Alter schalten sich in die mesozoischen Falten ein. Das ergibt sich z. B. aus Toula's Profil am Kom und dessen Beobachtungen in der Schlucht des Isker. Von Bedeutung sind die Angaben von Zlatarski[33] und Bontscheff.[34]

Aus Bontscheff's Beobachtungen geht hervor, dass im Balkan NO. von Sophia über steil gegen NO. überfalteten Schiefern, worunter auch obersilurischem Graptolithenschiefer, discordant Culm mit bezeichnenden Pflanzenresten liegt, und dass mit einer zweiten Discordanz Verrucano und die mesozoische Serie folgen. Beide für die Altaiden bezeichnenden Discordanzen sind daher ganz in derselben Weise vorhanden, wie sie v. R. eben aus dem südlichen Tian-shan angeführt wurden (S. 2) und man könnte fragen, ob an dieser Stelle wirklich die Trennung der älteren Altaiden von den alpinen Ketten bereits vollzogen, oder ob beide noch im asiatischen Sinne vereinigt seien. Gegen die letztere Annahme spricht die europäische Faltung gegen NO.

Das Streichen NW. tritt nun mehr und mehr in Geltung; bei Belogradschik erscheinen senkrecht gestellte sarmatische Schichten am concaven Rande; dieser ist streckenweise ostwärts überschoben, so wie der Westrand gegen West.

Zugleich zieht aus der Gegend zwischen Küstendjil und dem Vitosch ein selbständiger Zug mesozoischer Falten gegen NNW. Erst trennt ihn ausser dem Vitosch der jüngere Eruptivstock des Visker vom Hauptzuge der Balkanfalten; dann erreicht er diese unter spitzem Winkel zwischen Pirot und Nisch. Jenseits dieser Verschneidung streicht der Hauptzug unter mannigfachen untergeordneten Ablenkungen weiter und gelangt mit Str. NS. an die Donau.

Unterdessen ist NO. von der Eruptivmasse von Zajcar am Timok eine Reihe neuer Kulissen hervorgetreten, welche als der Beginn der rumänischen Karpathen angesehen wird.

Nun wird Schafarzik der Führer, aber nur Weniges kann hier angeführt sein.

Die westlichen Kulissen, die nach dieser Terminologie etwa

noch dem Balkan zugerechnet werden möchten, keilen im Norden der Donau zwischen den alten Massen im Westen (Lokva, Bogsán) und den vom Timok her sie begleitenden östlichen Zügen aus, ohne den Temes-Fluss zu erreichen. Von den östlichen Zügen ist der erste zugleich der mächtigste; es ist der Zug der Almás (I, 622) und des Krassó-Szörenye-Gebirges, der, aus krystallinischem Schiefer bestehend, vom Timok her in weitem Bogen bis an die N.-Seite des Retyezát-Gebirges verfolgt worden ist und vielleicht sogar bis in den nördlichen Theil des Querthales des Alt-Flusses fortsetzt.[35] Dieser Bogen umfängt zunächst mehrere ältere Schollen, wie das Retyezát-Gebirge, ferner den Gabbro-Stock des Júcz an der Donau und weiterhin die ganze übrige Reihe von Bogen vom Timok und von Mehadia bis zur Ebene hinaus.

Von diesen Kulissen wurden einige im J. 1891 von Inkey am Alt-Flusse genannt, aber innerhalb des Gebirges sah derselbe Beobachter, dass im oberen Latoritza-Thale (r. Zufl. d. Lotru) eine Beugung im Streichen mit Ueberschiebung älterer über jüngere Schichten eintrete.[36] Später zeigte Mrazec, dass ein nicht geringer Theil der zu den krystallinischen Schiefern gerechneten Gesteine von carbonischem oder permo-carbonischem Alter sei; er sah Einklemmungen und vermuthete Ueberschiebung von Schuppen.[37] Murgoci hat dann das rumänische Hochgebirge im Gebiete des Paring beschrieben.[38] Im J. 1903 legte Mrazec dem Wiener Congresse einige allgemeine Schlussfolgerungen vor;[39] endlich wurde Murgoci zu einer den Bau der westlichen Hälfte der rumänischen Karpathen umfassenden Synthese geführt.[40]

Der zu betrachtende Raum umfasst die Berge von der Donau bis etwa 30 Kilom. vom Querthale des Alt-Flusses (Fig. 48, I, 619) und vom Thale der Cerna und des Zsil bis zum südlichen Rande des Gebirges. Wir wollen in dem Versuche, Murgoci's Synthese klarzulegen, uns einer schematischen Ausdrucksweise bedienen.

In dem besagten Raume ist ein alter, vorpermischer Schiefer *II* vorhanden und in autochthoner Auflagerung eine sedimentäre Serie *B* (hauptsächlich jurassischer und untercretacischer Kalkstein). Ferner besteht hier eine andere Serie alter Schiefer *I* und eine zweite, mit *I* in autochthonem Verbande stehende sedimentäre Serie, *A* (Verrucano, Spuren von Lias, Jura; die Barrême-Stufe ist das letzte Glied). Diese Serie *A* ist vielfach mit Diabas,

Serpentin und anderen basischen Gesteinen injicirt; diesen Umstand bezeichnen wir mit σ.

Im Ganzen sind daher zwei tektonische Einheiten oder Decken vorhanden, nämlich $I + A\sigma$ und $II + B$.

Gegen NW., N. und NO. von diesem Raume besitzt *II* grosse Ausbreitung. Am Nordrande, von der oberen Cerna, dann N. vom Paring-Gebirge und bis an den Ostrand, d. i. bis etwa 30 Kilom. vom Alt-Flusse, liegt *II* auf $A\sigma$. Dasselbe ist auch am Ostrand bis an den Rand der Ebene hinaus der Fall. Auf diese Art wird ein länglich ovaler Raum umschlossen. Unter $A\sigma$ wird im Innern des Raumes seine autochthone Unterlage *I* sichtbar. An mehreren Stellen haben sich in Folge späterer Faltung von $A\sigma$ noch Schollen von *II* in Synclinalen erhalten. Daher war *II* (und auch *B*) einst über den ganzen Raum gelagert; die Lagerungsfolge ist daher von oben nach unten: $B + II$, $A\sigma + I$, und ist der ganze Raum als ein 110 bis 130 Kilom. langes und mehr als 30 Kilom. breites Fenster anzusehen.

Das heisst mit anderen Worten, dass N. von der Donau mit dem Ende der grossen Verklemmung durch Torsion, die Kulisse $II + B$, frei werdend, die ihr gegen Süd vorliegende Kulisse $I + A$ völlig überdeckt hat, und dass diese letztere im Fenster durch Erosion sichtbar wird. Wie weit aus NW. diese Ueberdeckung herkommt, ist heute kaum festzustellen.

Dabei betrachten wir σ als eine Zuthat. Es ist lehrreich für die Alpen, dass diese Injection unter der Verfrachtungs-Ebene auftritt.[41] Sie hat Contactwirkungen hervorgebracht. Ein nachträglich eingedrungener Granit, der Zug von Suschita, der *I* begleitet, erreicht die Länge von etwa 100 Kilom., bei einer Breite von nur 8—10 Kilom.

Die Verfrachtung ist zwischen der Barrême-Stufe und dem Cenoman erfolgt; die σ-Intrusion reicht bis in die Barrême-Schichten. Dem Cenoman geht eine so tiefgreifende Discordanz voran, dass man in Uebereinstimmung mit Uhlig's Beobachtungen in anderen Theilen der Karpathen, von einem älteren, vorcenomanen, und einem jüngeren Baue sprechen kann, obwohl die Leitlinien im Grossen dieselben geblieben sind.

Dieses Gebiet kann das Fenster des Paring genannt werden.

Der Torsion folgt gegen Ost die Beugung zu dem grossen karpathischen Bogen. Der lange, von dem Südrande des Ge-

birges schräge gegen ONO. streichende Gneisszug des Cozia zeigt den Uebergang an (I, 615). Reinhardt hat ihn neuerdings untersucht.[42] Im Osten folgt nochmals altes Schiefergebirge. Ein Einbruch, bereits von Toula als solcher erkannt, trennt S. vom Törzburger Passe den M. Leota als ein östlichstes Stück ab. Der Einbruch selbst, von Popovici-Hatzeg und Simionescu beschrieben, enthält grabenförmig versenkte Schichten von Jura und Kreide.[43] M. Leota ist der SO.-Eckstein der Karpathen.

Der Saum der SO.-Karpathen. Wir gehen vom Norden aus. Czernowitz liegt auf sarmatischen Schichten; sie ruhen auf der II. Mediterran-Stufe. Diese Sedimente bilden in flacher Lagerung ein hügeliges Land, das gegen Süd durch einen nur wenig entwickelten Saum des salzführenden Schlier von dem gefalteten Flysch der Karpathen getrennt ist.[44]

In der nördlichen Moldau zeichnet sich der karpathische Saum schärfer. Nach Athanasiu reicht eine sarmatische Tafel aus O. und NO. über den Fluss Sereth bis an die Moldova. Dann folgt gegen SW. das „vorkarpathische Hügelland" des salzführenden Schlier, rasch an Breite zunehmend und am Neamtzu-Bache (47° 13′ n. Br.) schon 20 Kilom. breit. Der Flysch ist über seinen Rand gegen Ost überfaltet.[45]

Hier beginnt das Gebiet der Untersuchungen von Mrazec und Teisseyre, die den ganzen Südosten umfassen.[46]

Die sarmatische Tafel des Vorlandes trennt sich jetzt durch einen Bruch von den salzführenden Schichten. Dieser Bruch gewinnt solche Bedeutung, dass sogar S. von Bacáu (S. vom Einflusse der Bistritza in den Sereth) auf seiner Linie an zwei Stellen weit ausserhalb des Karpathenrandes der Flysch zu Tage tritt.[47] Die salzführenden Schichten zeigen mehr oder minder muldenförmigen Bau mit vielen untergeordneten, zumeist überstürzten Falten.

Noch südlicher, S. vom Fl. Trotus, ist die Pressung von Seite der Karpathen noch stärker; auch die sarmatischen Schichten am Rande der Tafel haben sich steil aufgestellt. Die salzführenden Schichten erscheinen eng gefaltet zwischen dem sarmatischen Rand im Osten und den Schuppen des Flysch im Westen.

Noch weiter im Süden, in der Nähe der Beugung der Karpathen, im Gebiete von Rimnić-Sarat, ist das Bild neuerdings verändert. Wir befinden uns hier gegenüber dem Ende des Ge-

birgszuges von Matschin (Dobrudscha), in der Entfernung von etwa 100 Kilom. — Der sarmatische Höhenzug, der den Westrand der Tafel bezeichnet hatte, geht verloren; ein neuer sarmatischer Zug tritt NO. von diesem hervor. Er verfolgt auf eine lange Strecke, der Beugung entsprechend, die Richtung SW. Zugleich liegen sarmatische Synclinalen auf dem Salzgebirge selbst; hier ist die Faltung postsarmatisch.

An der Krümmung des Gebirges selbst tritt Folgendes ein.

Am Oberlaufe des Buzeu trennt sich vom Aussenrande des Flysch allmählig ein Streifen ab und zieht als der Sporn von Valeni, der Beugung des Streichens folgend, in leichtem Bogen

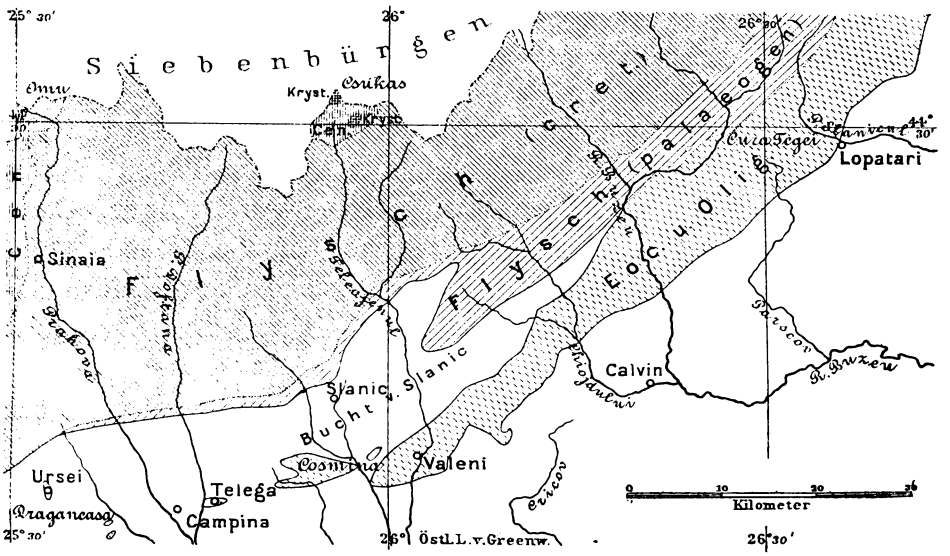



Fig. 2. Der Sporn von Valeni.
(Nach einer von Prof. Mrazec gütigst mitgetheilten Skizze.)

weiter, löst sich endlich in kleinere Inseln von Flysch auf und diese reichen bis über den Fluss Prahova. Auf diese Art wird eine lange selbständige Bucht salzführenden Gebirges, die Bucht von Slanitza, abgetrennt. Ihr Nordrand ist ein Bruch, und was an Salz weiter im Westen getroffen wird, gehört einer Verlängerung der Bucht von Slanitza an, als wäre ein neuer Graben entstanden.

Da die SW.- und WSW.-Fortsetzung des Spornes für die Gewinnung von Erdöl von Bedeutung ist, wurden viele Bohrungen angelegt, und kennt man den Sporn, dank der Studien von Mrazec und Teisseyre, wohl genauer als irgend ein anderes freies Ende.

Alle Axen der Falten sinken im Sporn gegen SW., dann WSW. zur Tiefe. Zur Zeit der miocänen Salzablagerungen war

ein Theil des Spornes bereits als eine Halbinsel über das Meer erhaben. Die Insel von Cosmina ist eine nach S. überfaltete oligocäne Anticlinale, überlagert von miocänem Salzgebirge und leicht gefalteten mäotischen Schichten. Im Thale der Doftana gewahrt man post-pontische Ueberfaltung. Bei Moreni nehmen sogar die jüngsten levantinischen Schichten an der Bildung eines Sattels theil. Mrazec und Teisseyre sagen, dass die Faltung sich bis in die Quartärzeit erstreckt. Der Löss liegt ungestört. Gegen das Ende der Falten, d. i. gegen WSW., nehmen immer jüngere Schichten an der Bewegung theil; „plis mourants" nennen sie die Verfasser; vielleicht dürfte man sie „plis naissants" nennen.[48] Sie verrathen die lange Andauer und die Stetigkeit des Vorganges.

Von der Bukowina bis hieher ist immer jüngere Faltung bemerkbar.

In der Nähe der Beugung der Donau, in der Landschaft Baragan (WNW. von Tschernawoda, S. von der unteren Jalomitza) durchstiess eine Bohrung in 178 M. die pontische, in 318 M. die sarmatische Untergrenze, und erreichte nach nur 4 M. bunter Thone muthmaassliche obere Kreide mit Feuersteinen, die noch bis 783 M. anhielt. Mediterrane und eocäne Schichten werden nicht angeführt.

Eine Bohrung in Bukarest traf mächtige Thon- und Sandlagen mit Paludinen und Unionen, erreichte erst in 800 M. eine sichere sarmatische Spur und endete in 1008 M. in sarmatischen Schichten.[49]

Diese Erfahrungen haben veranlasst, dass eine früher von Cobalcescu ausgesprochene Meinung neuerdings hervortrat. Nach dieser sollte der bogenförmige Steilrand des rechten Donau-Ufers ein Bruch sein. Draghicenu meinte, dass diese Bruchlinie Galatz—Tschernawoda—Sistow (vielleicht sogar Kalafat) „demselben Systeme angehöre, wie der Bruch von Slanitza".[50] Murgoci bemerkt, dass bei Rustschuk der Kreidekalk auf dem linken Ufer auch vorhanden sei, leugnet den Bruch und schreibt das Steilufer der Thätigkeit des Stromes zu.

Jedenfalls ist eine bedeutende Tiefe zwischen der Donau und den Karpathen vorhanden und jedenfalls versinkt unterhalb Hirschowa das gesammte Gebirge von Matschin in der Richtung dieser Tiefe.

Die neueren Untersuchungen im Gebirge von Matschin haben stratigraphische Aufgaben verfolgt.[51] Eine neue Karte hat Pascu

herausgegeben.[52] Ueber den Bau ist auch heute nur zu sagen, dass er ein Bruchstück ist, mit Str. W. bis WNW. in der Nähe des Meeres, das landeinwärts sich mehr und mehr NW. nähert. Im Südwesten ist eine breite Entwickelung von grünen Gesteinen (Diabas-Pelit nach Peters), im NO. auch eine ältere Reihe (Phyllit und Verrucano bei Tultscha) vorhanden und der Gneiss im Nordwesten gilt für die älteste Felsart. Zwischen diesen Gesteinen treten in kürzeren und längeren Zügen mesozoische Sedimente bis weit in's Delta hinaus, auch Decken von Porphyr und Melaphyr. Reich gegliedert ist die Trias. Die obere Kreide transgredirt.

Dass dieses Gebirge ein Bruchstück einer grösseren Einheit ist, kann keinem Zweifel unterliegen. Seine Lage und sein vorcretacisches Alter weisen auf die Krim. Ueber Mrazec's Vorschlag nennen wir diese das Krim-Gebirge, die Schlangen-Insel und das Gebirge von Matschin umfassende Einheit das Kimmerische Gebirge.

Die bulgarische Tafel und die Krim-Steppe schliessen sich an.

Der steile unterseeische Abfall zwischen Cap Emineh und Cap Staritsch, an welchem der Boden des Schwarzen Meeres von — 70 bis 80 M. auf — 1000 bis 1800 M. absinkt, wurde hier (I, 611) in Uebereinstimmung mit früheren Autoren als ein Zeichen einstiger Verbindung von Krim und Balkan angesehen. Er entspricht aber nicht dem Streichen; Draghicenu hält ihn für den Rand einer Senkung; diese Auffassung hat als die richtigere zu gelten.

In solcher Weise umgrenzt sich ein Gebiet, in welchem alle Faltung älter ist als Neocom. Es ist ein Stück mesozoisches Vorland, eingeschaltet zwischen den Asow'schen Horst und die jüngeren Falten des Balkan und der Karpathen. Kein zweites Beispiel eines solchen Zwischenstückes ist bekannt. Die Mündungen der Donau gehören ihm an.

Nur ein einziges Gebilde kann als eine etwaige weitere Fortsetzung des Kimmerischen Gebirges in Betracht kommen, nämlich die mesozoischen Züge innerhalb der Karpathen, wie z. B. jene am Ostrande der Moldau'schen Gneissmasse und das Persány-Gebirge in Siebenbürgen.

Uhlig hat festgestellt, dass die mesozoische Zone der südlichen Bukowina und der Moldau'schen Masse nicht den bisher angegebenen einseitigen, gegen NO. geneigten Bau besitzt, sondern dass ein Gegenflügel in NO. vorhanden ist. Hiedurch wird

diese Zone zu einer Mulde; sie verliert ihre tektonische Selbständigkeit und erweist sich als ein Theil eines grösseren Baues. Hier sind Trias, Lias und Jura vertreten, wie im Kimmerischen Gebirge. Hier zeigen sich Discordanzen innerhalb dieser Serie, wie in der Krim und die obercretacische Transgression wie in der Krim. Caprotinen-Kalk liegt hier an einzelnen Stellen unmittelbar auf krystallinischem Schiefer oder auf Trias.[53]

Die Discordanz zwischen Trias und neocomem Caprotinen-Kalk auf dem Plateau des Rareu in den Karpathen der Bukowina hat ähnliche Bedeutung, wie die obercarbonische Transgression auf variscischen Gebirgskernen in den Alpen; sie bezeichnet das Wiedererscheinen von Merkmalen des Vorlandes.

Hiezu kommt das Auftreten kimmerischer Gesteine im Saume der Ost-Karpathen. Sie sind von vielen Forschern besprochen worden, zuletzt von Zuber.[54]

Uhlig unterschied eine innere Zone von Conglomeraten und Blöcken im Flysch, die karpathischen Ursprunges sind, und eine äussere Zone. Die Blöcke der letzteren sind nach dem übereinstimmenden Urtheile grösstentheils ausserkarpathischer Herkunft.

Weisser Kalk, zumeist wohl Jura, findet sich im ganzen Laufe des Karpathensaumes. Dazu kommen im Westen sudetische Felsarten, im Osten aber ein fremdartiges grünes Gestein, das bald einem seidenglänzenden Phyllit gleicht, bald hart und widerstandsfähig ist. Zuber erblickt darin eine dynamische Veränderung des Diabas-Tuffes, der in beträchtlicher Breite den Südwesten des Gebirges von Matschin bildet, und hat sogar eine Reihe von Profilen veröffentlicht, die das Versinken dieses Gebirges unter den Saum der Karpathen versinnlichen.[55]

Bei Krásna in der Bukowina trafen Alth und Paul an der äusseren Grenze der Karpathen eine völlig vereinzelte Scholle von weissem Kalkstein, 4 Kilom. lang und kaum 200 M. breit, zum Theile breccienartig, aufruhend auf Schiefer, der vielleicht schon ein Theil des sofort folgenden, aus eckigen Bruchstücken desselben Schiefers bestehenden, grünen Agglomerates ist.[56]

Uhlig bezeichnet das Gestein in der nördlichen Moldau als einen dunkelgrünen, chloritischen Schiefer. „Mit Staunen nimmt man wahr," sagt derselbe, „dass ganze Bergzüge aus den Blöcken dieses Gesteines, mit Ausschluss aller anderen Gesteine, zusammengesetzt sind. Dies ist z. B. der Fall bei dem ungefähr 10 Kilom.

langen und vorzüglich aufgeschlossenen Zuge zwischen der Stadt und dem Kloster Niamtz . . .“ [57]

Man hat verschiedene Hypothesen zur Erklärung dieser Thatsachen erdacht. Zumeist stellte man sich einen „Strandwall“ vor, aber endlich konnte doch die Meinung nicht weiter zurückgedrängt werden, dass hier wirklich die Reste eines Gebirges sichtbar werden, das weder den Karpathen, noch dem podolischen Horste zugehört. Zuber hat sie auch ausgesprochen und nennt das Gebirge der Dobrudscha „eine dritte, den Karpathen vorgelagerte Scholle“.

In der That bietet das Hervorschieben kimmerischer Grundschollen allein eine zutreffende Erklärung der Thatsachen.

Uebersicht. Von den nördlich vom Asow'schen Horste eintreffenden Aesten zeigt nur die Alai-Linie Zusammenhang. Sie behält die gerade Richtung der asiatischen Ketten bei, ebenso die asiatische Bewegung gegen Süd, so weit sich dies aus den steileren Südflügeln der Anticlinalen im Kohlengebirge am Donetz entnehmen lässt.

Auch im Süden des Asow'schen Horstes gestattet nur eine, die Linie des Hindu-Kush, deutlich weitere Verfolgung. Der Kaukasus langt mit gradlinigem, asiatischem Streichen und mit asiatischer Südfaltung an und taucht unter den Pontus. Jüngere tertiäre Falten, ihm von Norden her angeschoben, gabeln sich vor einem Bruchstücke des Kimmerischen Gebirges.

Das Kimmerische Gebirge schmiegt sich an den Asow'schen Horst und verengt den Zutritt der jüngeren Falten.

Der Balkan beginnt im Osten mit schwacher und junger Faltung, als wäre ein freies Ende nahe, zeigt weiter im Westen, namentlich am Isker, in umschlossenen älteren Kernen die typischen Discordanzen der Altaiden, umgibt in Torsion den Donau-Horst und geht dabei in die rumänischen Karpathen über. Nach der durch die Torsion erzeugten Verklemmung tritt Verfrachtung von Kulissen gegen Süd ein und entsteht das Fenster des Paring. Der Karpathische Bogen überwältigt das Kimmerische Gebirge, dann den podolischen Horst, dann die versenkten Fortsetzungen variscischer Vorketten (Berge von Sandomir), dann die Sudeten und wendet sich dann erst zu den Alpen.

Die Geschichte des Eintrittes der Altaiden nach Europa ist eine sehr wechselvolle. Eine Vertretung des vorpermischen Auf-

baues ist sicher noch im westlichen Balkan vorhanden. Die wiederholten Discordanzen im mesozoischen Kimmerischen Gebirge können als weitere Phasen dieser Geschichte gelten. Heute sieht man die sonderbare Erscheinung, dass die vorpermischen und die mesozoischen Ketten (Kimmerisches Gebirge) zerbrochen und verhüllt sind und dass von beiden Seiten freie Enden der jüngeren Ketten dem pontischen Gebiete zuströmen; so ist es in den Karpathen, wo von der Bukowina gegen den Sporn von Valeni immer jüngere Faltung sich verräth; ebenso ist es im östlichen Balkan und ebenso auf asiatischer Seite in den jungen gegabelten Falten des NW.-Kaukasus.

Es scheint beinahe, als sei alte Verbindung unterbrochen worden, und als solle sie auf neuen Linien wieder hergestellt werden.

Variscische Brüche. Der erste Theil der europäischen Altaiden, der variscische Bogen, ist schon vor seiner Auflösung in Horste nicht ein homogener Bau gewesen. Er umschloss caledonische Einschaltungen und sein Aufbau war wesentlich beeinflusst durch einen an seinem Südrande befindlichen, grösseren, vorcambrischen Körper, das böhmische Grundgebirge. Hier wurde es (II, 144) als ein fremdes und unerklärtes Stück angeführt. Franz E. Suess hat seither die Grenzen gegen den variscischen Bau hervorgehoben, den ältesten, westlichen Theil die moldanubische Masse und den im Osten sich anfügenden, graphitreichen, gleichfalls vorcambrischen Theil die moravische Zone genannt.[58]

Das östliche Baiern, westliche und südliche Böhmen, westliche Mähren, nördliche Ober-Oesterreich und das nordwestliche Nieder-Oesterreich gehören dem moldanubischen Theile an. Dieser überschreitet in beträchtlicher Breite die Donau als ein Hochland von Gneiss und sinkt im Angesichte der Alpen zu grosser Tiefe ab. Bei Wels in Ober-Oesterreich, 17 Kilom. S. von seinem sichtbaren Südrande und 26 Kilom. vom Rande der Alpen, wurden 1037 M. mitteltertiärer Sedimente durchbohrt und unmittelbar unter diesen, 722 M. unter dem Meeresspiegel, wurde der böhmische Cordierit-Gneiss getroffen, aber kein Anzeichen der alpinen Gesteinsfolge.[59]

Eine plötzliche Veränderung des Streichens, die S. vom Curorte Marienbad eintritt und sich quer auf das Gebirge gegen Baiern verfolgen lässt, zeigt im Westen die Grenze gegen das

variscische Fichtelgebirge; Hochstetter hat sie schon bemerkt. Im Osten, gegen die Sudeten, hat Bukowsky im oberen Marchthale eine ebenso scharfe Abgrenzung getroffen, während gegen die Mitte Böhmens die cretacische Hülle Vieles verdeckt.[60]

Caledonische Einschaltungen sind an mehreren Orten bekannt. Liebe hat solche aus Thüringen beschrieben.[61] Das grösste Beispiel bilden die Massen von Rocroi, Serpont und dem Hohen Venn (Massif de Stavelot) in Belgien. Gosselet hat bewiesen, dass der Horizont des Llandovery noch an ihrem abweichenden Streichen theilnimmt, während das Devon discordant auflagert.[62]

Dieser nicht gleichartige variscische Bau ist von Brüchen durchzogen, von denen die grosse Mehrzahl offenbar heimischen Ursprunges ist, während sich daneben noch zwei Gruppen langer Brüche zeigen, welche anderen, selbständigen Ursprung verrathen. Eine dieser beiden Gruppen streicht N. bis NNO., und die andere NW. bis WNW. —

Von den heimischen Brüchen sollen nur wenige Beispiele erwähnt sein.

Echte streichende Brüche sind selten und wie es scheint, auf den Westen beschränkt.

Das grösste Beispiel ist der Saar-Nahe-Graben. Durch den Bergbau und durch treffliche Studien ist er gut bekannt. Seine Geschichte ist nach Leppla die Folgende. Nach Aufrichtung des variscischen Faltengebirges wurde ein streichender Graben gebildet. In diesem sammelten sich die Flötze des Ober-Carbon und das Rothliegende, begleitet von Sedimenten von localem Ursprung und von intrusiven Gesteinen. Dann, während des oberen Rothliegenden, wurde eine streichende Anticlinale, der Pfälzer Sattel, aufgewölbt. Hierauf, doch noch vor dem Buntsandstein, sank der südliche Theil des Sattels an einer Verwerfung etwa 2000 M. tief. Nach dem Buntsandstein, vielleicht erst zur älteren Tertiärzeit, sind weitere Senkungen im Betrage von 50 bis 100 M. eingetreten. Daher sind NO. streichende Verwerfungen sichergestellt: vor dem Ober-Carbon, nach dem Ober-Rothliegenden und vor und nach dem Buntsandstein.[63]

Der Graben streicht gegen NO. zum Rhein und gegen SW. nach Frankreich. Dem variscischen Streichen folgend, hat man nach Nicklès' Vorhersage im Dep. Meurthe et Moselle das Ober-Carbon zwischen 700 und 800 M. erbohrt.[64]

In weiterer Fortsetzung führt diese Richtung nicht in das Central-Plateau, aber die langen, bald als Canäle, bald als Synclinalen bezeichneten, oft von Verwerfungen begrenzten Linien von Kohlenvorkommnissen im Central-Plateau gleichen in hohem Grade durch viele Merkmale jenen an der Saar. Die Studien von Michel Lévy, de Launay u. A. über den Bau, von Fayol und Grand' Eury (II, 306) über die Füllung lassen kaum einen Zweifel darüber, dass diese in enger umgrenzten Räumen stattgefunden hat. Auch hier gibt es Verwerfungen, die älter sind als Ober-Carbon, solche, die nur älter sind als Trias und noch jüngere.[65] Die lange flötzreiche Linie Souvigny—Pléaux ist nur am Nordrande und am Südrande des Central-Plateau's eine variscische Linie, sonst aber ein Bruch oder Graben und darf daher nicht als eine Leitlinie der Faltung angesehen werden (II, 136).[66]

Ein zweites Beispiel ist der südliche Abfall des Erzgebirges. Laube hat bewiesen, dass er nicht dem Streichen folgt, sondern die Reihe der Gesteinszonen schräge durchschneidet.[67] Er endet im Osten vor dem Elbbruche und dürfte daher jünger sein. Gleichzeitig senkt sich von den Höhen des Erzgebirges eine Kreide-Tafel gegen den Elbbruch. Das Braunkohlenbecken am Fusse des Gebirges ist von parallelen Brüchen durchschnitten. Mit den nordböhmischen Basalten steht der Abbruch des Erzgebirges nur in entfernter Verbindung. Diese ziehen schon aus Baiern herbei, setzen sich gegen Ost quer über das Riesengebirge bis nach Ostrau fort und besitzen zerstreute Ausbruchstellen weit südlich und auch nördlich vom Erzgebirge. Ihre höchste Entwickelung erreichen sie aber in der That auf dem gesenkten Gebiete.

Ein Beispiel von anderer Art ist der Donaubruch von Regensburg bis Passau (I, 253, 258). Er liegt ganz in weissem Jura. Sein Verlauf ist leicht concav. Die Bezeichnung als Bruch verdienen nur einzelne Strecken; in anderen sinken die Schichten wie ein schwerer Teppich als Flexur zur Ebene ab. Oberhalb seiner Linie liegen die bekannten eruptiven Vorkommnisse des Ries, Höhgau u. A. Er ist jünger als obere Kreide und älter als die untere Süsswasser-Molasse. Das Maass der Senkung ist bedeutend. Zu Ochsenhausen, S. von Ulm, 30 Kilom. vom Bruche, reichte eine Bohrung von 738 M. (141 M. unter dem Meere)

nicht aus, um die Molasse zu durchfahren. Irgend welche Verbindung dieses Bruches mit der Bildung der Alpen ist oft vermuthet worden.

In ähnlicher Weise hat M. Lévy eine Anzahl bogenförmiger Brüche im östlichen Theile des Central-Plateau's als eben so viele, den Alpen parallele, eingesunkene Anticlinalen beschrieben. Sie werden als ein Nachweis angeführt, dass an dieser Stelle der Horst weniger starr gewesen sei. Es handelt sich um einen Einfluss der Alpen auf den Horst, während der von anderen Beobachtern vermuthete Einfluss der Horste auf die Alpen nur in den Ablenkungen der Alpen sichtbar wird.[68] —

Nicht geringer ist die Mannigfaltigkeit der Umrandung der Horste.

Oft geschieht es, dass ein Bruch innerhalb der älteren Felsarten unsichtbar bleibt, und erst bei seinem Hervortreten in die sedimentäre Hülle plötzlich sich verräth. Irgend ein bezeichnendes Gestein, z. B. ein Intrusiv-Lager oder eine Lage von Kieselschiefer, lässt zahlreiche Brüche erkennen, die sonst unkennbar bleiben würden, und bergmännische Arbeiten haben nicht selten die Auflösung des Gebirges in ein Mosaik polygonaler Bruchstücke ergeben. Je weiter die Beobachtung getrieben wird, deren Grenze der Dünnschliff unter dem Mikroskop ist, umsomehr verschwinden die grösseren Einflüsse und werden örtliche Verdrückungen, Verschiebungen und Anpassungen maassgebend. Die Analyse ist dann eine ziemlich unfruchtbare Arbeit.

Greift Senkung in solches zertrümmertes Land, so entstehen Horste, umgrenzt von Verwerfungen der verschiedensten Länge und Richtung, alle völlig unabhängig vom Streichen, vielleicht zuweilen beeinflusst durch parallele Druckflächen und niemals wie an der Donau geneigt zur Bildung von Flexuren.

Ein Beispiel der Selbständigkeit der Randbrüche gibt Denckmann's lehrreiche Schilderung des Kellerwald-Horstes zwischen Kassel und Marburg.[69]

Langsdorff's Karte des westlichen Harzes verzeichnet auf einem 18 Kilom. langen und eben so breiten Raume etwa 44 Störungslinien, die annähernd OSO. streichen, von denen aber einige die anderen in spitzem Winkel und alle das Streichen der Falten quer durchschneiden.[70] Hier mögen Druckflächen sich verrathen.

Am Rande der Horste treten wohl auch zuweilen etwas längere Linien auf, deren Ursprung unbekannt ist. Dahin gehören z. B. die von M. Lévy erforschten mehr oder minder NS. streichenden Randbrüche des westlichen Morvan und des benachbarten kleinen Horstes von S. Saulx. Sie ziehen durch die jüngeren Sedimente nordwärts bis über Auxerre und Dollfuss konnte feststellen, dass sie jünger sind als der Calcaire de Beauce und älter als die Sande der Sologne, die unter der II. Mediterran-Stufe, beiläufig im Horizonte des österreichischen Schlier liegen.[71]

Die Mannigfaltigkeit der Randbrüche kann hier nicht erschöpft werden. In der Regel dürfte alles, was dem Auge sich enthüllt, nur ein Stück eines Netzes von Mosaik-Fugen sein, das durch die Senkung nicht erzeugt, sondern benutzt und sichtbar gemacht wurde. Da und dort erscheint dann dazwischen eine fremde Linie, kennbar an ihrer Länge und besonderen Richtung.

N. bis NNO.-Brüche (Rhein- oder africanische Brüche). Variscisches Streichen gegen NO. beherrscht die Vogesen von Ronchamp und Belfort bis an die Saar. Auch Verwerfungen mit geringer Sprunghöhe treten in der breiten Trias-Mulde des Haardt-Waldes auf und streichen vom Südrande dieser Mulde schräge herüber in die Richtung von Berg-Zabern. Indem sie am Rheinthale eintreffen, bilden sie den Graben von Langenbrücken. Hieher gehören auch die Odenwald-Brüche (I, 256).

Der Rheingraben wurde hier als ein zwischen zwei Horsten, den Vogesen und dem Schwarzwalde, versenkter Streifen Landes aufgefasst (I, 264). Was man sieht, ist freilich nur ein Ueberrest, denn bei Alpersbach (OSO. von Freiburg, 994 M.) hat Steinmann in basaltischem Tuff Brocken von mesozoischen Sedimenten getroffen, die eine Abtragung des Schwarzwaldes um 600 bis 750 M. wahrscheinlich machen, und im Unter-Elsass zeigen nach Schumacher's Angabe Bohrungen auf Petroleum, dass die ausfüllenden tertiären Schichten mindestens 780 M. mächtig sind.[72]

Im Westen weicht der Gesammtverlauf der Brüche in starren Curven einigermaassen von der geraden Linie ab. Benecke hat anschaulich beschrieben, wie die langen abgetrennten Theile des Gebirges bald ganz zur Tiefe gehen und dann einen unmittelbaren landschaftlichen Gegensatz zwischen Gebirge und Thalebene erzeugen, wie sie in anderen Strecken als Staffeln hängen

geblieben sind, die jetzt vermittelnde Vorhügel bilden, und wie endlich auch weit innerhalb des älteren Gebirges lange Brüche kennbar sind.[73] Bei Dambach und Barr tritt eine allmählige Erweiterung des Grabens ein, die über Strassburg bis Wörth anhält. Die normale Richtung der Randbrüche geht zwar nicht verloren, aber sie treten nicht im Relief hervor und W. von ihnen hat sich eine Ausbuchtung des Gebirges, das Bruchfeld von Zabern, gebildet. Die Randbrüche fallen nach Benecke steil O., während in dem zerrütteten Bruchfelde von Zabern die verschiedensten Neigungen vorkommen. Bei Wörth nimmt der Rand wieder seine frühere Beschaffenheit an; er erreicht die Breite von Worms und findet eine etwas mehr in Ost gelegene Fortsetzung bis gegen Mainz.

Die starren Curven des Ostrandes gleichen jenen des Westens und trotz der Abweichungen von der geraden Linie bleibt die Breite des Grabens, abgesehen vom Einbruche von Zabern, im ganzen Süden nahe 32—34 Kilom. Beiläufig von Bruchsal an geht die Richtung aus NNO. etwas mehr in N. über, und mit dieser Richtung wird Frankfurt erreicht.[74]

Der Rheingraben endet nicht am Main. Seine Brüche sind unter dem westlichen Theile des basaltischen Vogelsberges bekannt.[75]

Die nördlichen Fortsetzungen sind der Gegenstand besonderer Studien A. v. Koenen's gewesen.[76] Diesen folgend, erkennt man zuerst in dem langen, jenseits des Vogelsberges gegen NNO. ziehenden Tertiär-Gebiete von Ziegenhain, Fritzlar und Kassel einen Theil der Senkung.

Zugleich stellt sich nahe im Osten ein neuer, engerer Graben aus der gleichen Richtung N. bis NNO. ein. Er erstreckt sich nach den Angaben von Moesta und v. Koenen, von Wichte an der Fulda (NW. von Rotenburg) über die Werra und erreicht das Thal der Leine bei Witzenhausen. Dieses Thal selbst ist ein Graben. Weit über Göttingen reicht der gesenkte Streifen Landes, bis Kreiensen N. von Northeim. Bei Göttingen selbst sind beide Ränder aufgebogen und der Graben ist in der Mitte der Länge nach durch einen Sattel geteilt.

Oestlich von Kreiensen hat v. Koenen das Vorhandensein weiterer NS. verlaufender Brüche bis Hildesheim nachgewiesen.

Von Rustenberg, nahe dem Buge der Leine, an, stellt sich

im Osten ein neuer Graben ein; Er. Kaiser und Siegert haben ihn durch 60 Kilom. gegen NNO. bis Seesen am NW.-Rande des Harzes verfolgt; er schneidet den Harz gegen NW. ab; Theile der postvariscischen Decke sind in ihn versenkt, aber ein Theil der NW.-Brüche des Harzes macht sich in ihm und durch Unregelmässigkeiten seines Randes bemerkbar.[77]

Auf diese Art erstreckt sich die Gruppe der Rheinbrüche vom Juragebirge durch etwa 500 Kilom. gegen NNO. bis N. Im Norden zeigen sie das Streben abzurücken gegen Ost. Der Graben, den sie im Süden einschliessen, ist wie gesagt 32 bis 34 Kilom. breit. In Mannheim ist die Breite noch fast dieselbe. Der Graben in dem meridionalen Theile der Leine misst nur 7—8 Kilom., jener der zum NW.-Rande des Harzes läuft, nur 1—4 oder 5 Kilom.

Die Rheinbrüche sind eine selbständige, von den übrigen Brüchen des variscischen Gebietes durch ihre Richtung und den Graben, den sie einschliessen, verschiedene Naturerscheinung. Zwei Versuche wurden unternommen, um sie zu erklären. Im ersten Falle näherte man sich einer älteren Auffassung E. de Beaumont's, vermuthete eine vorausgehende Aufwölbung und sah den Graben als eine eingestürzte Anticlinale an. Dieser Auffassung stehen das abweichende Streichen der variscischen Falten und die grosse Länge der Linien entgegen.[78] Im zweiten Falle wurde angenommen, dass die Bruchflächen nach unten divergiren, nämlich dass sie im Westen gegen West, im Osten gegen Ost geneigt sind.[79] Abgesehen davon, dass nach Benecke's Angabe die Hauptbrüche im Westen steil nach Ost neigen, beruht diese Meinung auf einer Unterschätzung der Wucht, mit welcher ähnliche Senkungen vor sich gehen mögen, und der Unabhängigkeit der Bewegung von der Lage der Bewegungsfläche. Diese Unabhängigkeit geht so weit, dass an ein und derselben Fläche, mag sie nach welcher Richtung immer geneigt sein, abwechselnd Senkungen an der einen oder der anderen Seite eintreten können, die an der verkehrten Schleppung sich verrathen. Dann ist die schliessliche Sprunghöhe der Verwerfung nicht der Ausdruck der eingetretenen Senkung, sondern nur die nicht compensirte Differenz des Betrages der beiderseitigen Bewegungen. Solche zweiseitige Bewegungen sind auch am Rande des Rheingrabens bekannt.[80]

Als Oskar Fraas das Rothe Meer sah, wurde er an den Rheingraben erinnert (I, 482). Reyer und v. Koenen haben auf Zerrung bei der Bildung des Rheingrabens hingewiesen. Die Aehnlichkeit mit Ost-Africa ist in der That so gross, dass diese Erklärung als die natürlichste angesehen werden muss. Vielleicht ist sie zugleich ein Anzeichen dafür, wie weit schon zur mittleren Tertiärzeit die Erstarrung dieses Theiles der Altaiden gediehen war.

Der Kaiserstuhl in der Tiefe des Grabens besitzt die Stellung eines der kleinen Vulcane im Süden des Rudolf-See's (V. Teleki, V. Luttur u. A.).[81]

WNW.- bis NW.-Brüche (Hercynische oder asiatische Brüche; Karpinsky'sche Linien). Das mittlere Deutschland ist von einer Anzahl langer und gerader Brüche durchzogen, die nicht ganz parallel, sondern etwas strahlenförmig im Süden mehr WNW. und im Norden NW. streichen. Sehr oft ist ihr SW.-Flügel gesenkt, und sehr oft ist der NO.-Flügel über die Senkung geschoben. Bewegungen im entgegengesetzten Sinne fehlen aber nicht ganz. Deutliche NW.-Spuren reichen bis Schonen. Ein Theil liegt im Norden des böhmischen Grundgebirges; ein anderer geht von seiner Westseite aus.

Diese Brüche lassen längere Horste entstehen, wie den Thüringer und den Teutoburger Wald. Auf diesen beruht L. v. Buch's „hercynisches System", das alle NW. streichenden Gebirge umfassen sollte, und hervorragende deutsche Geologen bezeichnen diese langen Linien noch heute als hercynische.

Bereits im J. 1886 hat v. Koenen vermuthet, dass diese Linien mit den in gleicher Richtung aus Asien herbeistreichenden Karpinsky'schen Linien (I, 604; Taf. V, *m*, *m*) in irgend welchem Zusammenhange stehen möchten.[82] Diese Frage ist nun zu prüfen.

Wir betrachten zuerst die südliche Gruppe. Die Mehrzahl dieser Brüche wurde bereits erwähnt und soll nur kurz angeführt werden.

*a*) Der Bruch, der aus SO. über Deggendorf nach Regensburg zieht (I, 182, 274). Jura und mittlere Kreide sind von NO. her überschoben und bei Voglarn unter den Gneiss eingebogen.

*b*) Die nächste Linie ist innerhalb des alten Gebirges durch den grossen Pfahl bezeichnet und tritt bei Amberg in das mesozoische Gebiet (I, 271). Ihre Länge beträgt von Ober-

Oesterreich her etwa 200 Kilom. An der Zwischenstrecke, die von Regensburg gegen Nord die erste mit dieser zweiten Linie verbindet, findet auch Absenkung statt und nach Brunnhuber ist bei Donaustauf der Jura unter das alte Gebirge geneigt.[83]

*c*) Die dritte Linie (I, 254, 269, II, 126) beginnt S. von Weiden und bildet den Westrand des Fichtelgebirges und des Thüringer Waldes. Sie ist der Ausgangspunkt zahlreicher, paralleler Linien, die in ihrer Gesammtheit eine Gruppe von grosser Länge bilden. Ammon und Thürach haben gefunden, dass gegen West viele parallele Verwerfungen die fränkische Alb und das mesozoische Land bis über Schweinfurt und Kissingen hinaus durchschneiden.[84] Vor dem Gebirgsrande tritt be Alten-Palkstein Gneiss über Rothliegendes.[85] Die Verwerfungen setzen bis in die Rhön fort und bis in die ähnlichen, von Bücking und Proescholdt längs des Thüringer Waldes ermittelten Linien. Bei Schmalkalden tritt auf wiederholten Linien Zechstein über Muschelkalk oder Buntsandstein und an einer Stelle liegt Granit über Buntsandstein.[86]

Der triadische Ringgau ist nach Moesta's Angabe ein Horst und zugleich die Fortsetzung des Thüringer Waldes.[87] Sein südlicher Rand wurde, streckenweise als Graben, bis Wollheim, W. von Waldkappel, verfolgt; zwischen beiden Brüchen des Graben's tritt eine neue NW.-Linie auf und trifft in der Nähe von Lichtenau auf einen NNO.-Bruch, der zu den Rheinbrüchen gehört. Ein wenig weiter in N., bei Gross-Almerode, sinkt ein keilförmiges Stück ein; die Richtung der Bruchzone wird mehr WNW.; sie zieht über Kassel hinaus und wendet sich dann plötzlich wieder gegen NNW., über Volksmarssen den W.-Abbruch des Eggegebirges erreichend. Ein ganzer Schwarm von NW.-Brüchen ist es, der nach Stille's Beschreibung nun unter streckenweiser Ablenkung gegen NNW., bei Horn, S. von Detmold, eintrifft.[88] Der südliche Rand des Teutoburger Waldes mit seinen bekannten Ueberschiebungen gegen SW. ist die weitere Fortsetzung. Sein Ende ist von der Ausgangsstelle dieser Brüche, d. i. vom Westrande des bairischen Waldes etwa 440 Kilom. entfernt.

Zahlreiche ähnliche Bruchlinien streichen noch gegen NW. her, unter welchen nur jene an der Südseite der Finne erwähnt werden mögen, die sich als ein langer und schmaler Zug von Muschelkalk bemerkbar machen.[89] Das Gesammtbild aber, wie

man es etwa auf Blatt XIII der Karte von Lepsius sieht, ist ein ganz fremdartiges. Der Harz zeigt das variscische NO.-Streichen seiner Falten. Zugleich tritt NW. vom Harz in dem post-variscischen Mantel eine Anordnung zu Tage, die einer Reihung NW. streichender Synclinalen gleicht, wie die Mulde von Einbeck, die Hilsmulde, die Mulde von Alfeld u. A.[90] In diesen Mulden erscheinen in mehr oder minder concentrischer Reihenfolge die mesozoischen Stufen, zuweilen auch das Tertiär. Viele Einzelarbeiten lehren aber, dass alle diese Mulden von NW.-Brüchen begleitet, dass sie nicht durch Faltung erzeugte Synclinalen, sondern, um Koenen's Wort zu gebrauchen, Versenkungsbecken sind.

Sprünge, die innerhalb des Harzes als Erzgänge bekannt sind, treten aus diesem heraus und durchschneiden in der Richtung NW. den post-variscischen Mantel. Zuerst treffen sie auf Ausläufer der Rheinbrüche. Oertliche Einbrüche treten ein, wie der Kahlberg bei Echte,[91] dann erstrecken sich diese Linien so weit gegen NW., dass z. B. v. Koenen eine von ihnen von dem Nordrande des Harzes über Gronau bis in die Nähe von Hameln im Weser-Gebirge verfolgen konnte.[92] Daher muss der Ansicht zugestimmt werden, dass der ganze Teutoburger Wald von Detmold bis über Ibbenbühren, sammt dem Wiehern-, dem Weser-Gebirge und dem Süntel durch Verwerfungen und Flexuren aus der post-variscischen Hülle herausmodellirt sind. Die genannten Höhen können als ein gemeinsamer, dem Thüringer Walde sammt dem Ringgau nicht unähnlicher Horst angesehen werden, oder richtiger als ein Doppelhorst, da das Ober-Carbon bei Osnabrück auf zwei parallelen Linien auftritt.

*d*) Bohrungen lehren, dass nur ein Theil der vorhandenen Brüche zu Tage sichtbar ist. Stille berichtet, dass vom Egge-Gebirge aus nahe von Paderborn und N. von Münster nach der ganzen Länge des Teutoburger Waldes ihm parallel ein unterirdischer Bruch vorhanden ist mit gesenkter Nordseite, so dass den Teutoburger Wald im Süden ein Graben begleitet. Die Senkung wird auf mindestens 1000 M. veranschlagt.[93]

Von kaum geringerer Bedeutung sind O. v. Linstow's Angaben. Diesen zufolge streicht ein beträchtlicher unterirdischer Abbruch aus der Nähe von Spremberg (an der Spree) durch 200 Kilom. gegen WNW. bis Wolmirstedt a. d. Elbe (N. von Magdeburg) und grenzt palaeozoisches Gebirge im Süden von

Trias im Norden ab. Wahrscheinlich zieht nicht ein Bruch, sondern ein steileres Absinken die Schichten, dieser Linie parallel, von Magdeburg bis Dessau und bildet auf diese Art einen Horst (oder Halbhorst). Die Rothliegend-Schichten und die palaeozoischen Spuren, die als der Magdeburger Uferrand bekannt und durch ihre Aehnlichkeit mit dem Harz auffallend waren, werden nun sammt den kleinen palaeozoischen Aufbrüchen von Bitterfeld, Torgau u. A. zu Theilen dieses unterirdischen Höhenzuges.

Ein weiterer paralleler Bruch zieht bei Cöthen vorbei. Die alttertiären Gebiete von Egeln, Aschersleben u. A. sind vielleicht Versenkungsbecken.[94]

Jenseits des Rhein's von Aachen bis über die Maas hinaus, scheint nach Bohrungen das flötzreiche Gebirge von zahlreichen NW.-Verwerfungen durchschnitten zu sein; es wird angenommen, dass sie von weit östlich vom Rhein herbeiziehen.[95]

NW.- bis WNW.-Brüche durchschneiden auch die Insel Rügen,[96] ebenso Bornholm. Dass sie Schonen zerstückeln und dort von verschiedenem Alter sind, wurde bereits gesagt (II, 62, Fig. 5). Während der Rand des Teutoburger Waldes gegen SW. überschoben ist, zeigt der Nordrand des Kyffhäuser Ueberschiebung gegen NO. Auffallend ist die gleiche Bewegung am Nordrande des Harzes, wenn sie auch nur auf einen verhältnissmässig schmalen Raum beschränkt ist. Oefters ist die Vermuthung geäussert worden, dass dieser Bruch am Nordrande des Harzes eine Fortsetzung des entfernten Elbbruches in Sachsen sei.[97]

Diesem und der nördlichen Gruppe wenden wir uns zu (I, 181, II, 129).

Ein breiter Schwarm von Störungslinien durchschneidet das nordöstliche Böhmen und die Sudeten. Der östlichste ist der scharfgezeichnete, gerade Abfall des Eulen-Gebirges gegen die schlesische Ebene.

Die südlichsten Theile haben nicht die Richtung NW., sondern N. Sie gehen allem Anscheine nach von der Fuge zwischen den Sudeten und dem moravischen Gneiss nördlich von Brünn (Fig. 24, I, 246) aus, die, wie neuere Studien zeigen, bereits in der permischen Zeit vorgezeichnet war.[98] Erst in ihrem weiteren Verlaufe wenden sie sich gegen NW. Die Reihung von Brüchen, welche den bogenförmigen SW.-Fuss der Sudeten ausmacht, verleiht in Verbindung mit dem genannten Randbruche des Eulen-

gebirges der Gesammtheit der Sudeten, zu der wir auch das Riesengebirge zählen, die Merkmale eines Horstes, und innerhalb dieses Horstes verräth die Lagerung der Kreide viele weitere, den Rändern des Horstes mehr oder minder parallele Brüche. Leppla, Frech und seine Mitarbeiter, dann Petraschek haben schematische Karten entworfen. Ein Landskroner, ein Mense-Horst und Neisse-Graben wurden unterschieden.[99]

Schon weit vom Süden, von Neustadt und Ziegenhals her, zieht der Abbruch der Sudeten gegen die nördliche Ebene. Einzelne Kuppen des versenkten Gebirges ragen aus der Senkung auf; cretacische Gräben lassen die Spuren der Verwerfungen weit gegen NW. und sogar über Naumburg hinaus bis Wehrau am Queiss verfolgen. Hier verschwindet dieser Theil der NW.-Brüche.

Am Westrande des Gebirges, bei Hronow an der Mettau, lehrt der Bergbau, dass die Flötze von einer grossen Störung durchschnitten und über den Rand der Kreide gegen SW. geschoben sind.[100] Von hier gewinnen die Brüche Zusammenhang. Bei Liebenau bildet eine mächtige Flexur den Rand des Jeschken-Gebirges. Dann folgt Bruch und Ueberschiebung. Bei Wolfsberg unweit Khaa, an der sächsischen Grenze, weicht der Rand des überschobenen Granites im Bogen zurück; dann zieht er in der Richtung NW. bis NNW. nahe O. von Dresden und nahe dem rechten Ufer der Elbe bis Oberau bei Meissen. Diese grosse und merkwürdige Dislocation heisst der Elbbruch oder die Lausitzer Hauptverwerfung.

Von den Vorkommnissen, welche diese Dislocation begleiten, sollen nur zwei erwähnt werden, nämlich die Art der Ueberschiebung und eine permische Störung unter der Kreide bei Döhlen unweit Dresden.

Die Kreideformation breitet sich über das Elbthal; ihr wichtigstes Glied ist der turone Quadersandstein. Sie bildet eine vom Erzgebirge her unter 2 bis höchstens 8 Grad gegen NO. geneigte Tafelfläche; alle Tafelberge, Pfeiler und Säulen der sächsischen Schweiz sind aus ihr herausgeschnitten. Sie ist von einigen NW.-Verwerfungen durchschnitten. Im Westen, bei Windisch-Cardorf, erreicht die Senkung des SW.-Flügels an einem solchen Bruche 300 M. Unterhalb Dresden erscheint am linken Ufer der Elbe bei Cossebaude eine kurze Verwerfung, bei welcher ausnahmsweise der östliche Flügel gesenkt ist.[101]

Die Auflagerung von Granit auf Kreide bei Hohnstein hat die Aufmerksamkeit der älteren Beobachter in besonderem Maasse auf sich gezogen. Von Westen her gelangt man, stets in den Thälern der flach sich herabsenkenden Kreide-Tafel fortgehend, an diese Stelle. Das Schloss Hohnstein steht auf fast horizontalem, turonem Oberquader. Er ist durchschnitten von einer schrägen Kluft, als wäre der obere Theil des Berges schräge über den unteren heraufgeschoben. Ueber zerdrückter Kreide folgt Jura, über diesem Granit.[102]

Der Jura setzt bis in das nördliche Böhmen fort, er ist aber nur als ein in die Dislocation eingeklemmter Streifen bekannt und fehlt sonst in ganz Böhmen und Sachsen.

Die Ausbuchtung des Granitrandes an der sächsischen Grenze ist wahrscheinlich durch Abtragung entstanden; sie beträgt etwa 4 Kilom. Hier sieht man in der Ausbuchtung einen mehr als 1 Kilom. langen Scherben von Rothliegendem über Kreide und unter Granit. Es ist eine aufgeschleppte Grundscholle.[103] Der Jura kann nach seiner Ausdehnung und Beschaffenheit nicht als eine Grundscholle gelten. Die verkehrte Folge: Kreide, Jura, Granit zeigt in der That Ueberfaltung gegen SW. an. An dieser Stelle mag sie mindestens 4 Kilom. betragen.

Der Ausdruck Rückfaltung wurde hier für diese Dislocation gebraucht (I, 181). Er entspricht nicht der Sachlage und ist der Gegenwirkung von Vorfaltung (z. B. im Innern der asiatischen Scheitel) vorzubehalten.

Nahe westlich von den Vorstädten Dresden's erreicht man das Kohlenrevier von Döhlen. Die Karte zeigt eine Ellipse von Rothliegendem, 20 Kilom. lang und 7 Kilom. breit, discordant über Silur, Granit und Syenit. Der Bergbau hat das Gefüge klargelegt. Die Ellipse ist von einer Reihe gegen NW. streichender Verwerfungen durchschnitten. Die Schichten des Rothliegenden sind zum grossen Theile gegen NW., die Flächen der Verwerfungen fast ausnahmslos steil gegen NO. geneigt. Ein kleiner Horst durchzieht das Revier. An seinem Nordrande streicht, in Staffeln getheilt, die bedeutendste Verwerfung, der Rothe Ochse, hin. An ihr vollzieht sich bei Summirung der Staffeln eine Senkung von 360 M.[104]

Diese Senkungen werden durch örtliche, gemeinsame Zunahme der Senkung einer Anzahl paralleler Streifen gebildet, die

sackförmig hinabgetragen wurden. Durch Abtragung entsteht der elliptische Umriss. Es ist eine Wiederholung der Versenkungsbecken NW. vom Harze, doch sind jene weit jünger; die Verwerfungen von Döhlen sind älter als das Cenoman und folglich älter als der nahe und parallele Elbbruch.

Wie diese von den Sudeten kommenden Brüche etwa mit dem langen unterirdischen Bruche Wolmirstedt—Spremberg in Verbindung stehen mögen, ist unbekannt. Dass aber alle diese durch so viele Merkmale vereinigten Dislocationslinien aus einer

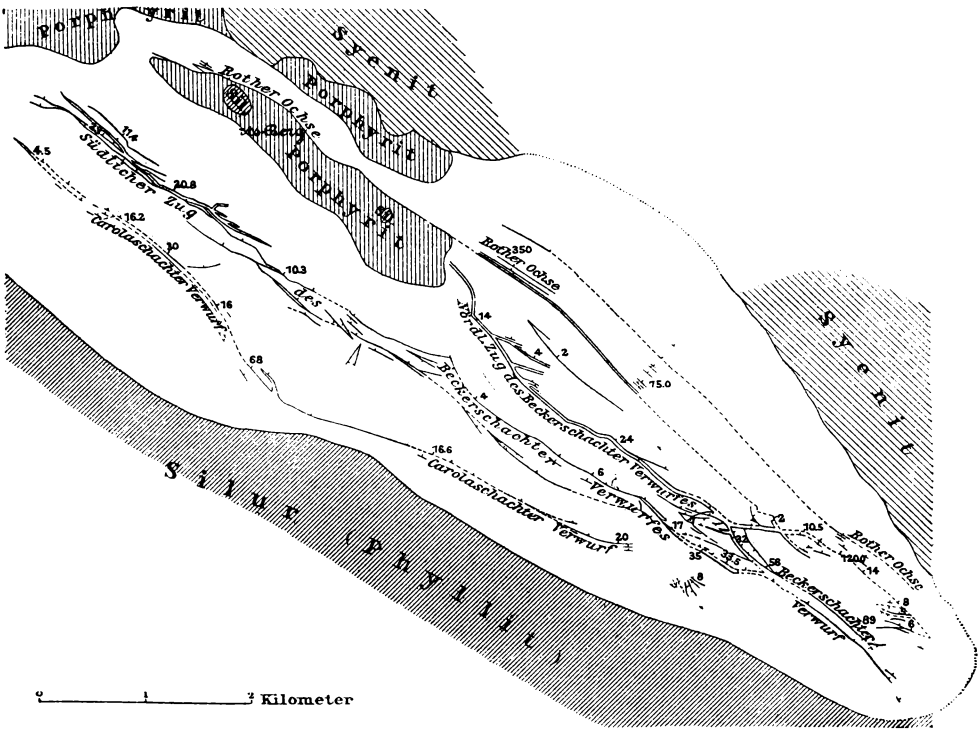



Fig. 3. Das Kohlenbecken von Döhlen bei Dresden (nach Hausse).

gemeinsamen, von der variscischen Faltung unabhängigen Ursache hervorgegangen sind, kann kaum bezweifelt werden. Sie sind nicht von gleichem Alter, aber alle sind jünger als Perm und die grosse Mehrzahl ist jünger als die Kreide.

Sie gleichen dem asiatischen Typus des Kohlengebietes am Donetz, d. i. der Fortsetzung der Alai-Linie:

1. durch die Richtung WNW. bis NW.;

2. durch die oft wahrnehmbare Abnahme ihrer Intensität nach dieser selben Richtung;

3. durch ihren geradlinigen Verlauf, der bis zur Entfernung von 440 Kilom. anhalten kann;

4. durch die fast ausschliessliche Ueberschiebung gegen SW., die wahrscheinlich bis zu 4 Kilom. erreichen kann. Dabei ist fast immer der SW.-Flügel gesenkt.

Sie weichen von dem asiatischen Typus ab durch die gekrümmte Einlenkung der Gruppe des Elbbruches in die Fuge bei Brünn.

Ihre Kennzeichen widersprechen eben so sehr dem Baue der europäischen Altaiden, wie jenem der Rheinbrüche, aber sie haben mit allen hier angeführten Brüchen den Umstand gemein, dass nie eine Spur in das Gebiet der Alpen verfolgt werden kann. Sie können nicht irgend einer plötzlich von Asien kommenden Einwirkung zugeschrieben werden, denn sie sind von verschiedenem Alter. Ihr Gegensatz zu den Falten stimmt aber in auffallender Weise überein mit dem Gegensatze, der sich im Osten zwischen der Nord- und der Südseite des Asow'schen Horstes verräth.

Hier ist nur an die Art der Fortsetzung der Alai-Linie in das Kohlengebirge am Donetz zu erinnern. Wer nach Nordwest streichende gerade Horste wiederfinden will, wie Thüringer Wald mit Ringgau oder Teutoburger Wald, trifft sie im grössten Maassstabe dort, wo südlich vom See Saissan die dsungarischen Disjunctiv-Linien gegen NW. vortreten und nach den neueren Berichten Obrutschew's Saur, Maurak, Tarbagatai, Barlyk, Maili u. A. in ebensoviel lange, das Streichen der Falten in spitzem Winkel durchschneidende Horste verwandeln (III, 210).[105]

Die Vermuthung v. Koenen's, dass diese Gruppe von Dislocationen den Karpinsky'schen Linien entspreche, bietet bei dem heutigen Stande der Erfahrungen die nächstliegende Erklärung. Für Verbindung des Elbbruches mit dem Rande des Harzes liegt keine Veranlassung vor.

Bei den Pyrenäen wird auf diese Linien zurückzukommen sein.

# Anmerkungen zu Abschnitt X: Eintritt der Altaiden nach Europa.

[1] Der Begriff „Altaiden" ist nicht übereinstimmend mit dem oft gebrauchten Namen „herzynisch". M. Bertrand sagt: „Le môt de chaine hercynienne, que j'ai proposé pour l'ensemble des plissements carbonifères du Nord de l'Europe, a été critiqué non sans raison, puisque le sens, qui je lui ai donné est une extension et par suite une déviation de son sens primitif. Je continue à l'employer, sans le defendre, en attendant, qu'on en ait proposé un meilleur." (Bull. soc. géol. 1892, 3. sér., XX, p. 119, Note.) Der Name wurde seither auf vorpermische Ketten in vielen anderen Theilen der Erde ausgedehnt. Geschaffen wurde er von dem unvergesslichen Meister vor Allem im Gegensatze zu den Alpen. Für L. v. Buch war bei Schaffung seines „herzynischen System's" die (orographische) NW.-Richtung, für M. Bertrand war das tektonische Alter maassgebend; hier, wo die grösseren Linien des Baues gesucht werden, ist es der Zusammenhang mit dem Altai (III, 249, 250) und es gibt sehr viele vorpermische Ketten, die nicht zu den Altaiden gehören, wie z. B. in Europa der karnische Unterbau der Dinariden. Es wäre auch schwierig gewesen, hier einen Ausdruck zu gebrauchen, der gleichzeitig in einem anderen, und zwar dem ursprünglichen Sinne verwendet wird (z. B. Lepsius, Geol. v. Deutschland).

[2] H. Keidel, Geol. Untersuch. im S. Tian-Schan u. s. w. Neu. Jahrb. f. Min. 1906, Beil. Bd. XXII, S. 266—384, Karte; insbes. S. 277.

[3] Th. N. Tschernyschew, Einige neue Beob. über die Bolschesemelskaja Tundra; Isw. Akad. Petersb. 1907, p. 205—208; r. — Pytkow (nicht Rutkow) Kamen, O. von der Mündung der Petschora (III, 467) ist Sericit-Schiefer, ähnlich Kanin.

[4] H. Reusch, Det N. Norges Geol.; Norg. Geol. Untersög., Nr. 4, 1892, p. 22—51 (auch ebendas. Nr. 1, 1891, p. 78—85); A. Strahan, On glac. Phenom. of Palaeoz. Age in the Varanger Fiord; Quart. Journ. geol. Soc. 1897, LIII, p. 137—146.

[5] W. Ramsay, Neue Beitr. z. Geol. der Halbinsel Kola; Fennia; 1899, XV, Nr. 4, S. 6—11.

[6] Adolf Dal, Geol. jagttagg. omkring Varangerfjorden; Norg. Geol. Undersög., Nr. 28, Aarbog f. 1896 til 1899; Kristiania, 1900; Nr. 5; 16 pp. Karte; H. Reusch, Ein Theil des timan'schen Gebirgssystem's innerhalb Norwegen's; Geogr. Zeitschr. v. Hettner, 1900, VI, S. 391, 392.

[7] Th. Fischer, Orogr. d. Iber. Halbinsel; Peterm. Mitth. 1894, S. 249—256 und 277—285; Karte. Eine Verbindung mit dem Rande in Algarve hält Choffat für nicht erwiesen.

[8] P. Choffat, Pli-faille et chevauchements horizontaux dans le Mesoz. du Portugal; Comptes rend. 31. Juill. 1905, p. 335—337, und insbes. dess. Notice sur la carte hypsom. du Portug.; Comm. serv. géol. Port. 1907, VII, 71 pp., Karte.

[9] W. Teisseyre, Versuch einer Tektonik des Vorlandes der Karpathen; Verh. geol. Reichsanst. 1903, S. 289—308; dess. Der palaeoz. Horst von Podolien und die ihn umgebenden Senkungsfelder; Beitr. z. Geol. Oest.-Ung. u. d. Orientes; 1903, XV, S. 101—126, Karten.

[10] V. Laskarew, Geol. Forsch. in den Districten Ostrog u. Dubno, Volhyn.; Bull. com. géol. 1904, XXIII, p. 425—461 und ders. Bemerk. üb. d. Tektonik der Krystallin. Tafel d. S.-Russland; ebendas. 1905, XXIV, p. 235—295, Karte. r.

[11] K. Wójcik, Exot. Blöcke im Flysch von Kruhel Wielki bei Przemysl; Bull. Acad. Sc. Cracov. 1907; S. 499—527.

[12] J. v. Siemiradzki, Ueb. d. Gliederung u. Verbreit. d. Jura in Polen; Jahrb. geol. Reichsanst. 1889, XXXIX, S. 45—54, insbes. S. 46.

[13] A. Alth i Fr. Bieniasz, Atlas geol. Galicyi, Bl. 8, XIII, Monasterzyska; Krakau, 1887; Text, p. 49.

[14] J. Simionescu, Erreicht die russ. Tafel Rumänien? Centralbl. f. Min. etc. 1901, S. 193, 194; auch Ann. scient. de l'Univers. de Jassy, 1902, p. 4—6.

[15] Morozewitsch, Bull. com. géol. 1901, XX, p. 574, tab. VI.

[16] W. Bogatschew, Die Steppen des Gebietes des Fl. Manytsch; Bull. com. géol. 1903, XXII, p. 13—162, Karte; insbes. 105, p. 153 u. folg. r. — Falten der uralischen Gruppe erscheinen weit im Westen; vgl. A. W. Pawlow, Einige neue Thatsachen betreff. die Tektonik des Becken's des Fl. Medwjeditza und der Unt. Wolga; Bull. soc. natural. Moscou, 1901, p. 221—231, r.; dess. Spuren gebirgsbildender Vorgänge am Don zwischen den Niederlassungen Kljetzkaia und bei den Drei Inseln; Isw. Obschtsch. Ljub. Estestw. Moskwa, 1901, p. 1—5, r.; ders. in Bull. com. géol. 1903, XXII, p. 250, r. — Die Stelle, an welcher die Jergeni den Manytsch treffen möchten, liegt etwa in 44° 50' ö. L. (III, 458).

[17] Th. Tschernyschew et L. Loutougin, Le Bassin du Donetz; Guide des Excurs. du VII. Congrès Géol. 1897, XVI, 55 pp. Karten. Allerdings liegt in gewissen südlichen Strecken die Kreide unmittelbar auf Carbon, obwohl sie im Süden steile Neigungswinkel erreicht. P. P. Piatnitzky, Beob. über die Kreideablag. am Don und den linken Zuflüssen des Dnjepr; Bericht Universität Charkow. 1889, III, 178 pp., insbes. p. 145. r. — Auch im Innern des europ. Russland vermuthet Karpinsky ähnliche Spuren; Bull. Acad. Petersb. 1907, p. 243—246; ich habe geglaubt, das Sandomir-Gebirge nicht hieher rechnen zu sollen.

[18] A. Borissiak, Ueb. die Tektonik des Donez-Höhenzuges in seinen NW.-Ausläufern; Centralbl. f. Min. etc. 1903, S. 644—649, Karte, und dess. Geol. Skizze d. Kreises Isjum; Mém. com. géol. Nouv. sér. Livr. 3., 1905, 423 pp., Karte. Einzelne dieser Kuppeln sind ausnahmsweise gegen N. steiler; die letzte, nordwestlichste, ist von einem bedeutenden meridionalen Blatte quer durchschnitten, das jünger ist als ein Theil der Tertiärformation.

[19] I. 604; Karitzky meinte nur örtliche Abgleitungen zu sehen; Ber. Univ. Charkow, 1888, IX, p. 381—394. Laskarew scheint sie zu den randlichen Störungen des podolischen Horstes zu rechnen.

[20] Th. Tschernyschew, Entdeckung der oberen Trias im N.-Kaukasus; Isw. Acad. S. Petersb. 1907, p. 277—280, r. Bemerkenswerth ist das Auftreten kleinasiatischer Arten, wie Spirig, Manzovinii u. A.

[21] Eine vereinzelte steile Falte sarmatischer Gesteine, die oberhalb Derbent im entgegengesetzten Sinne, gegen NO., überschlagen ist, gleicht durch ihren fremdartigen Bau einem Rückgleiten geneigter Schichten; D. W. Golubiatnikow, Geol. Beob. in den Naphtha-Gebieten des Bez. Kaïtago-Tabasaran; Bull. com. géol. 1902, XXI, p. 697—754; r.

[22] S. Nikitin, Geol. Beschaffenheit des Bezirkes Noworossiisk; Bull. com. géol. 1902, XXI, p. 653—670, r.

[23] N. Andrussow, Geotektonik d. Halbins. Kertsch; Mat. Geol. Russl. 1893, XVI, p. 1—272, Karte, r.; dess. Environs de Kertsch, Guide du Congr. géol. 1897, XXX (Karte der Leitlinien); dess. Geol. Unters. im Kuban'schen Gebiete; Arbeit. Petersb. Naturf.-Ges. 1899, XXVIII, p. 179—214, r.; dess. Geol. Beob. auf der Halbinsel Taman; Mat. Geol. Russl. 1904, XXI, p. 257—381, Karte, r. und an and. Orten.

[24] K. K. v. Vogdt, Arbeit. Naturf.-Ges. Petersburg, 1901, XXXII; Protokolle p. 302—304, r. (Sitzung vom 3. Nov. 1901). — Krystallinische Felsarten, die aus der Krim erwähnt wurden, scheinen sich als Einschlüsse im Neocom herauszustellen. Ich bin Herrn v. Vogdt für werthvolle Briefe und Skizzen zu Dank verpflichtet.

[25] Borissiak, Bull. com. géol. 1904, XXIII, p. 20, r.

[26] Michel dürfte der erste gewesen sein, der hier Neocom erkannte (Bull. soc. géol. 1855—56, XIII, p. 539—542) und dieser Meinung hat sich Toula angeschlossen; Peters meinte oberen Jura zu sehen. V. Paquier (Bull. soc. géol. 1901, 4. sér., I., p. 473 u. 541)

und Douvillé (ebendas. p. 474) haben sich mit dieser Frage beschäftigt. Beides ist vorhanden. Anastasiu hat unter dem Kalke mit Monopleura Rauracien, Sequan und Kimmeridge erkannt (ebendas. 1896, 3. sér., XXIV, p. 595—601; auch ob. Jura bei Costanza in Guide du Congr. de Pétrole, 1907, V, p. 248) u. insb. Simionescu, Stud. geol. si pal. din Dobrogea I; Acad. Bucur, 1907, Nr. XXI; 97 pp. (in rum. Sprache).

[27] E. Favre, Etude strat. de la partie Sud-Ouest de la Crimée; $4^0$, Genf, 1877, p. 30; Hébert, La craie de la Crimée comp. à celle de Meudon et à celle de l'Aquitanie; Bull. soc. géol. 1876, 3. sér., V, p. 99—102, F. Toula, Geol. Unters. im O.-Balkan; Denkschr. Akad. Wien, 1890, LVII, S. 381, Profil des Tafelberges bei Provadia.

[28] E. Favre, am ang. O. p. 34.

[29] Toula, an mehr. Ort., insbes. am ang. O. S. 369 und 1896, LXIII, S. 280.

[30] G. N. Zlatarski, Beitr. z. Geol. des N. Balkan-Vorlandes zwischen den Fl. Isker u. Jantra; Sitzungsb. Akad. Wien, 1886, XCIII, I. Abth., S. 249—341, insbes. S. 292 u. 307. F. Toula, Denkschr. Akad. Wien, 1889, LV, S. 1—108, Karte; insbes. S. 2 u. 91, und Jahrb. Geol. Reichsanst. 1904, LIV, S. 1—46. Zlatarski, Die Oberkreide-Serie im central. u. W.-Balkan; Jahrb. Univ. Sophia 1904/05, 21 pp. und: Das Senon in O.-Bulgarien, im N. des Balkan und seine Theilung in Emscher und Aturien; ebendas. (1905/06) 1907, 21 pp. In O.-Bulgarien mitteleurop. Senon (Belemn. mucronata) fast ausschliesslich N. vom Balkan und mediterran. Senon (Orbitoides, Hippuriten) im Balkan unter allmähligem Uebergang in ersteres (in bulg. Sprache).

[31] J. Cvijič, Die tekton. Vorgänge in d. Rhodope-Masse; Sitzungsber. Akad. Wien 1901, CX, S. 409—432, Karte; dess. Die Tektonik der Balkanhalbinsel; Comptes rend Congrès géol. 1903; Wien, 1904, S. 347—370, Karte. F. Schafarzik, Kurze Skizze der geol. Verhältn. u. Geschichte des Gebirges am Eisernen Tore; Földt. Közlön. 1903, XXXIII, 44 SS., Karten. B. v. Inkey, Die Transsylvan. Alpen vom Rothenthurmpasse bis zum Eisernen Thor; Math. u. naturw. Ber. aus Ungarn, 1891, IX, S. 20—54. Für alle seitherigen Publicationen ist zu nennen insbes. F. Toula, Der gegenwärt. Stand der geol. Erforschung der Balkanhalbinsel und des Orientes; Compte rend. IX. Congr. intern.; Wien, 1904, S. 175—330.

[32] F. Schaffer, Die geol. Ergebnisse einer Reise in Thrakien im Herbste 1902; Sitzungsber. Akad. Wien, 1904, CXIII, S. 104—118, Karte.

[33] Zlatarski, Beitr. z. Geol. der Schlucht des Isker von Sophia bis Roman u. d. umgeb. Landstriche; Trud. Bulg. Naturf. Gesellsch. 1904, II, 93 pp., Karte (in bulg. Sprache).

[34] St. Bontscheff, Geol. d. W.-Balkan; I. Die Silur.-Formation im Iskerdefilé und seiner Umgeb.; ebendas. 1906, III, p. 34—65, Karte (in bulg. Sprache).

[35] F. Schafarzik, Die geol. Verhältn. der Umgebung von Borlova und Pojána-Mörul; Jahresber. ung. geol. Anstalt, 1898, S. 120—156, Karte, und dess. Ueber die geol. Verhältn. der SW.-Umgebung von Klopotiva u. Malomviz; ebendas. 1901, S. 120—155, Karte und an and. Ort.

[36] Inkey, a. ang. O. S. 33.

[37] L. Mrazec, Ueber die Anthracitbildungen des S.-Abhanges der S.-Karpathen; Anzeig. Akad. Wien, 19. Dec. 1895, S. 278—281.

[38] G. Munteanu-Murgoci, Dare de seamă de Cerc. geol. 1898; V. Grupul sup. al Cristianul. in Masiv. Parîngu; Bul. soc. ing. de Mine, Bukarest, 1899, III, 28 pp., und insb. dess. Les Serpentines d'Urde, Muntin et Gauri (Massif du Paringu); Ann. du Mus. de Géol. et Paléont. de Bucarest, 1898, 69 pp., Karte.

[39] L. Mrazec, Sur les schistes cryst. des Carpathes mérid. (Versant roumain); Congr. géol. intern., Compte rend. IX. Sess. Wien, 1903, p. 631—648, Karte.

[40] G. M. Murgoci, La grande Nappe de Charriage des Carp. mérid.; Comptes rend. 3. et 31. Juill. et 4. Sept. 1905; Mrazec's in der vorangehenden Note erwähnte Karte gibt erwünschten Aufschluss.

[41] Eine Aufzählung älterer Beobachtungen über das Auftreten ähnlicher Felsarten von Szabo, Hussak, Roth v. Telegd, Tietze und Schafarzik geben Mrazec und Murgoci in der Beschreibung des Wehrlit vom M. Ursu; Bull. soc. sciences, Bucarest, 1897, Nr. 3.

[42] M. Reinhard, Der Cosia-Gneisszug in den Rumän. Karpathen; Bul. Soc. Sciint., Bukarest, 1906, XVI, 103 SS., Karte.

43 M. V. Popovici-Hatzeg, Note prélim. sur les calcaires tithon. et néocom. des Distr. de Muscel, Dimbovitza et Prahova; Bull. soc. géol. 1897, 3. sér., XXV, p. 549—553; dess. Sur l'âge des Conglomérats de Bucegi, ebendas. p. 669—675, und dess. Etude géol. des env. de Campulung et de Sinaia; $8^0$, Paris, 1898, 220 pp., Karte; J. Simionescu, Ueb. d. Geol. des Quellgebietes des Dîmboviciora; Jahrb. Geol. Reichsanst. 1898, XLVIII, S. 9—51; dess. Ammonites jurass. de Bucegi; Ann. scient. de l'Univ. de Jassy, 1905, 29 pp. und an and. Ort.

44 K. M. Paul, Grundzüge d. Geol. d. Bukowina; Jahrb. Geol. Reichsanst. 1876, XXVI, S. 263—330, Karte.

45 S. Athanasiu, Morph. Skizze der N. Moldau'ischen Karpathen; Bull. Soc. des Sciences, Bukarest, 1899, 48 pp., Karte, auch dess. Geol. Studien; Jahrb. Geol. Reichsanst. 1899, XLIX, S. 429—492.

46 L. Mrazec et W. Teisseyre, Aperçu géol. sur les Formations Salifères et les Gisements de Sel en Roumainie; Bibl. du Moniteur des Intér. Petrolif. Roum., $4^0$, Bukarest, 1902, 55 pp., Karte; Mrazec, Das Salzvorkommen in Rumänien; Oest. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwes., 1903, LI, 19 SS., Karte; ferner: Arbeiten der mit dem Studium der Petrol.-Regionen betraut. Commiss. (hggeb. v. K. Rumän. Minist. d. öff. Arb.), $4^0$, Bukarest, 1904, 104 SS., Karte (Verfasser sind C. Alimanestianu, L. Mrazec und V. J. Bratianu; hier treten die jüngeren Anticlinalen deutlich hervor).

47 Mrazec und Teisseyre, Ueb. oligocäne Klippen am Rande der Karpathen bei Bacau; Jahrb. Geol. Reichsanst. 1901, LI, S. 235—246.

48 Die weitere Fortsetzung des Sporn's als eine leicht gegen S. überschlagene Anticlinale ist durch Bohrungen festgesetzt; dieselb. Comunic. prel. asupra Structur. Geol. a Reg. Câmpina-Bustenari; Acad. Bucur. 1906, XXVIII, Nr. 19, 20 pp., Karte, und Mrazec, Contrib. à la Géol. de Gura Ocnitzei-Moreni; Monit. Petrol. Rom. 20. Sept. 1905, p. 785—789, ferner Arbeit. Petrol.-Commiss., S. 90, und im Guide Congr. Petrol. 1907. Mrazec bemerkt, dass bei überschobenen Anticlinalen das Salzflötz nicht selten die Sättel der höheren Schichten durch bricht und nach Art von Klippen an der Oberfläche sichtbar wird („Durchspiesste Anticlinalen")

49 Mittheilung des Prof. Mrazec in der Akad. Bukarest, 16. Febr. 1907; Murgoci, Guide Congr. Petrol. 1907, V, p. 227.

50 M. M. Draghicénu, Studii as. Idrologiei subterane din Punctul de vedere a Alimentarei Oraşelor etc., $4^0$, Bukarest, 1895, 181 pp., Karte; insbes. p. 52 u. 54.

51 K. A. Redlich, Geol. Studien in Rumänien, II; Verh. Geol. Reichsanst. 1896 S. 495—502; V. Anastasiu, Le Trias de la Dobrudgea; Bull. soc. géol. 1897, 3. sér., XXV, p. 899—894. Eine allgemeine Übersicht gibt F. Toula, Eine geol. Reise in d. Dobrudscha Vortr. Verein naturw. Kenntn. Wien, 1893, XXXIII, 62 SS.

52 R. Pascu, Stud. geol. si min. in Jud. Tulcea; Servic. Minelor. $8^0$, Bucur. 1904, 50 pp.

53 V. Uhlig, Vorläuf. Bericht über eine geol. Reise in das Gebiet der goldenen Bistritz; Sitzungsber. Akad. Wien, 1889, XCVIII, S. 728—743, und dess. Ueb. die Beziehungen der S.-Klippenzone zu den O.-Karpathen; ebendas. 1897, CVI, S. 188—206, Karten

54 R. Zuber, Neue Karpathenstudien; Jahrb. geol. Reichsanst. 1902, LII, S. 245—258; hier sind auch die älteren Angaben aufgezählt.

55 Neminar beschreibt 1877 das Gestein als grünen Schiefer mit vielen Schüppchen von Hornblende, fest und massig bei zunehmender Hornblende; Paul und Tietze meinten schon damals, es sei ganz fremd, vielleicht am selben Ort anstehend; Jahrb. geol. Reichsanst. 1877, XXVII, S. 123. Mrazec bestätigt die Uebereinstimmung der Gesteine der Dobrudscha.

56 Paul, Geol. d. Bukow., S. 318.

57 Uhlig, Gold. Bistritz, S. 741.

58 Franz E. Suess, Bau und Bild Oesterreich's, S. 39, 275, 314.

59 R. J. Schubert, Ergebn. d. mikroskop. Untersuch. der bei der ärar. Tiefbohrung zu Wels durchteuft. Schichten; Jahrb. g. Reichsanst. 1903, LIII, S. 385—422.

60 Bukowsky, Verh. geol. Reichsanst. 1890, S. 198, und an and. Ort. Unter der cretacischen Decke verschwindet unweit von Prag die altpalaeozoische Schichtfolge des westlichen Böhmen. Jahn konnte feststellen, dass sie unterirdisch einen Bogen beschreibt, am Ostrande des Eisengebirges wieder erscheint und auch von dem Basalt bei Pardubitz in

Bruchstücken emporgefördert wird. J. J. Jahn, Jahrb. geol. Reichsanst. 1898, XLVIII, S. 207—230; frühere Funde Krejčí's liessen Aehnliches vermuthen.

61 K. Th. Liebe, Uebersicht üb. d. Schichtenaufbau Ost-Thüringen's; Abh. z. geol. Specialkarte v. Preussen, 1884, V, S. 401—530, Karte; insbes. S. 434 u. 441; auch Zimmermann, Jahrb. geol. Landesanst. 1895, XV, S. LVIII. Das sog. Frankenwald-System Liebe's würde sich, wie es scheint, durch die Richtung der fränkischen Brüche erklären.

62 J. Gosselet, Rémarques sur la discordance du Devon. sur le Cambr. dans le massif de Stavelot; Ann. soc. géol. du Nord, 1888, XV, p. 158—161; auch ebendas. 1886, XIII, p. 288, und insbes. dess. L'Ardenne, Mém. pour servir à l'explic. de la Carte géol. dét. de la France; $4^0$, 1888, p. 705 u. folg. Einzelheiten auch bereits in Andr. Dumont, Mém. sur les terr. Ardennais et Rhénan, I. partie; Mém. Acad. Bruxelles, 1846, XX, p. 45—92; für den Condroz: G. Simoens, De l'Indépendance en Belgique des chaînes calédon. et hercyn.; Bull. soc. Belg. de Géol., 1906, Proc. verb. p. 100—102; eine spätere völlige Ueberschiebung des Nordrandes des Hoh. Venn nimmt P. Fourmarier an; dess. La structure du Massif de Theux; Ann. soc. géol. de Belg. 1906, XXXIII, Mém. p. 109—138, Karten; ferner dess. Tectonique de l'Ardenne, ebendas. 1907, XXXIV, Mém. p. 15—123, Karten, insbes. p. 113; G. Simoens beschreibt WNW. von Nivelles noch caledonische Spuren ausserhalb des variscischen Randes; Exemple de failles bordières du massif du Brabant; Bull. soc. belge de Géol. 1907, XXI, Proc. verb. p. 71. — Es scheint nicht völlig sichergestellt, ob diese Vorkommnisse nicht etwa den später zu erwähnenden Sahariden zufallen.

63 A. Leppla, Geol. Skizze des Saarbrücker Steinkohlengebirges; aus d. Festschrift z. IX. Allg. deutsch. Bergmannstage, $8^0$, Berlin, 1904, 57 SS.

64 R. Nicklès, De l'Existence possible de la Houille en Meurthe-et-Moselle; $8^0$, Nancy, 1902, 24 pp.; C. Cavallier, Sur la découverte de la Houille en Meurthe-et-Moselle; Comptes rend. 27. März, 1905: Nicklès, Sur la découverte de la Houille à Abaucourt (Meurthe et Mos.), ebendas. und 3. Juli, 1905; auch Bergeron, Laur u. A.

65 Z. B. Michel-Lévy, Roches érupt. cambriennes du Maçonnais; Bull. soc. géol. 1883, 3. sér. XI, p. 278; Brüche aus oberpermischer Zeit.

66 L. de Launay, Le Massif de Saint-Saulge; Bull. serv. carte géol. 1896, VII, p. 183—205, Karte, insbes. p. 193; Bergeron hat die Frage angeregt, ob diese lange Linie eine Abgrenzung der armoricanischen Brüche sei; dess. De l'Extension possible des diff. Bassins houill. en France; Mém. Soc. Ing. civ. 1896, 5. sér., XIII, p. 13, pl. 169.

67 G. Laube, Geol. d. böhm. Erzgebirges, II; Archiv d. naturw. Durchforschung v. Böhmen, 1887, VI, S. 1—159, an viel. Stellen.

68 W. Branco, Schwaben's 125 Vulcan-Embryonen; $8^0$ (aus d. Jahresheft. d. Ver. f. vaterl. Naturkunde in Württemb. 1894 u. 1895), S. 15. — Mich. Lévy, Envir. du M. Blanc; Bull. serv. carte géol. 1890, I, p. 24 u. folg.; ders. Bull. soc. géol. 1890, 3. sér., XVIII, p. 691.

69 A. Denckmann, Der geol. Bau des Kellerwaldes; Jahrb. pr. geol. Landesanst. 1901, n. Folge, Heft 34, 88 SS., Karten.

70 W. Langsdorff, Gang- und Schichten-Studien aus dem W.-Oberharz; $8^0$, Clausthal, 1885, 47 SS., Karte; dess. Geol. Karte des W.-Harzes; 1 : 25.000, Clausthal, fol.; dess. Beitr. z. Kenntn. der Schichtfolge u. Tektonik im NW.-Oberharz; $8^0$, ebendas. 1898, 29 SS., Profile. — Ein gutes Bild gibt auch Prinz durch einen Auszug aus den englischen Flötzkarten der Gegend zwischen Preston, Halifax und Manchester. Hier herrscht NW.; durch Querbrüche entsteht Mosaik; Bull. Soc. Belg. Géol. 1904, XVIII, p. 144, 145.

71 Dollfuss, Bull. soc. géol., 1904, 4. sér., IV, p. 568.

72 G. Steinmann, Die Nagelfluh v. Alpersbach im Schwarzwalde; Ber. Naturf. Ges. Freiburg, 1894, IV, S. 1—32; dess. Die Neuaufschliessung des Alpersbacher Stollens; Ber. d. Oberrhein. Geol. Ver. 1902, 35. Vers.; Benecke, Bücking, Schumacher und v. Werwecke, Geol. Führer durch d. Elsass; $12^0$, Berlin, 1900, S. 142. — Eine Uebersicht aller Rheinbrüche von Basel bis Darmstadt gibt C. Regelmann's Geol. Uebers.-Karte v. Württemb. u. Baden; fol., 6. Aufl., 1906, auch dess. Die wichtigst. Struckturlin. SW. Deutschland's. Zeitschr. d. geol. Ges. 1905, S. 299—318.

73 Benecke, am ang. O. S. 66.

74 F. Kinkelin, Senkungen im Gebiete d. Unter-Main-Thales unterh. Frankfurt; Ber. Senckenb. naturf. Ges. 1885, S. 235—258 u. an and. Ort.

75 C. Chelius, Der Zechstein von Rabertshausen; Zeitschr. f. prakt. Geol. 1904, XII, S. 399—402.

76 A. v. Koenen, im Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1883, S. 187—198; für 1884, S. 44—55; für 1885, S. 53—83, und insbes. dess. Ueber die Dislocationen W. u. SW. vom Harz und deren Zusammenhang mit denen des Harzes; ebendas. für 1893, S. 68—82; auch Otto Lang, Die Bildung des Harzgebirges; 8°, Hamburg, 1896, S. 31, Anm. 5, und an and. Ort.

77 E. Kaiser und L. Siegert, Beitr. z. Stratigr. d. Perms u. z. Tektonik am W.-Harzrande; Jahrb. preuss. Landesanst. (1905) 1906, XXVI, S. 353—369.

78 A. de Lapparent, Conférence sur le sens des mouvements de l'écorce terrestre; Bull. soc. géol. 1887, 3. sér., XV, p. 215—238; dess. Note sur le mode de formation des Vosges; ebendas. 1888, 3. sér., XVI, p. 181—184; ferner dess. Note à propos de l'hist. de la Vallée du Rhin; ebendas. 1897, 3. sér., XXV, p. 727—730.

79 A. Andreae, Eine theoret. Reflexion üb. d. Richtung d. Rheinthalspalte; Verh. nat. med. Ver. Heidelberg, 1887, N. F. IV, S. 16—24; dess. Beitr. z. Kenntn. d. Rheinthalspaltensyst.; ebendas. S. 47—55; W. Salomon, Ueb. eine eigenth. Grabenversenkung bei Eberbach im Odenwald; Mitth. Bad. geol. Landesanst. 1901, IV, S. 211—252; dess. Ueb. d. Stellung d. Randspalten des Eberbacher u. d. Rheinthalgraben's; Zeitschr. d. geol. Ges. 1903, LV, S. 405—418. Hier liegt hauptsächlich die alte Schmidt-Zimmermann'sche Regel zu Grunde, vor deren Zuverlässigkeit praktische Bergleute öfters gewarnt haben; z. B. H. Hoefer, Die Ausrichtung d. Verwerfungen; Oest. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwes. 1881, XIX, ebendas. 1886, XXXIV.

80 Andreae, S. 52, Fig. 3, Nachsinken des Randes; Huene, Verh. Naturf. Ges. Basel, 1900, XII, S. 343: „It is a most curious circumstance, that where we find this two-period displacement, the motion of the fault is often reversed — the lift of the first period is the throw of the second. It is not always so ..." Dutton, High Plateau's of Utah, p. 43.

81 Fr. Graeff, Zur Geol. d. Kaiserstuhlgebirges; Mitth. Bad. geol. Landesanst. 1891, II, Nr. XIV, S. 403—496, Karte; K. Gruss, Beitr. z. Kenntn. d. Gesteine d. Kaiserstuhlgebirges; ebendas. 1900, Nr. IV, 2, S. 83—144; Steinmann und Graeff, Geol. Führer d. Umgeb. v. Freiburg; 8°, Freib. 1890, 141 SS., Karte. Heute noch ist der Kaiserstuhl nicht selten der Ausgangspunkt von Erdbeben.

82 A. v. Koenen, Ueb. d. Störungen, welche d. Gebirgsbau im NW. u. W. Deutschland bedingen; Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, 1886, S. 197; (C. Regelmann), Tekton. Karte (Schollenkarte) SW.-Deutschland's, hggeb. v. Oberrhein. geol. Verein, 4 Bl. fol., 1898, für den Südwesten ein vortreffliches Hilfsmittel, zeigt wegen der Lage dieser Brüche nur einen Theil; Lepsius, Geol. Karte des Deutsch. Reiches, 27 Bl., 1894—97, lässt sie deutlich verfolgen.

83 Brunnhuber, Ueb. die geotekt. Verhältn. d. Umgeb. v. Regensburg; Ber. naturw. Ver. Regensb., 1894, IV, S. 237—252; Franz E. Suess, Bau und Bild, S. 8, 215; für die Fortsetzung der Störungen in mesozoisches Gebiet: E. Kohler, Die Amberger Erzlagerstätten; Geogn. Jahresh. 1902, XV, S. 11—56.

84 Ammon und Thürach, Uebers. d. Verwerfungen im N. Bayern, in Gümbel, Geogn. Beschr. d. Königr. Bayern, IV, Kassel, 1891, S. 610—640, Karte.

85 Thürach, ebendas. S. 611.

86 H. Bücking, Gebirgsstörungen SW. v. Thüringer Walde; Jahrb. K. pr. Landesanst. für 1884, S. 546—555, Karte; ebendas. für 1886, S. 41—44, und an and. Ort.; E. Naumann, Tekton. Störungen der triad. Schicht. v. Kahla; ebendas. für 1897, S. 130—159, und an and. Ort.

87 F. Moesta, Das Lias-Vorkommen bei Eichenberg in Hessen in Beziehung auf allg. Verhältnisse des Gebirgsbaues im NW. des Thüringer Waldes; eb. das. für 1883, S. 57—80, Karten.

88 H. Stille, Der Gebirgsbau des Teutoburger Waldes zwischen Altenbeken und Detmold; Jahrb. pr. geol. Landesanst. 1899, S. 1—42, Karte, und dess. Ueb. präcretac.

Schichtenverschiebungen im ält. Mesoz. des Egge-Gebirges; ebendas. für 1902, S. 296—322, Karten. Für Einzelheiten der Einlenkung A. Mestwerdt, Störungen am Falkenhagner Liasgraben; Festschr. f. A. v. Koenen, $8^0$, 1907, S. 221—230.

89 J. H. Kloos, XI. Jahresber. d. Ver. f. Naturwiss. in Braunschweig, 1899, S. 114—116; E. Schütze, Tekton. Störungen der triad. Schichten bei Eckartsberga, Sulza und Camburg; Jahrb. pr. geol. Landesanst. für 1898, S. 65—98, Karte.

90 H. Dubbus, Der ob. Jura auf dem NO.-Flügel der Hilsmulde; Inaug.-Diss., $4^0$, Göttingen, 1888, 43 SS.; H. Monke, Die Liasmulde von Herford in Westphalen; Verh. Naturf. Ver. Rheinl. Westph. 1889, XXXV, 114 SS., Karte; M. Schmidt, Der Gebirgsbau des Einbeck-Markoldendorfer Becken's; Jahrb. pr. g. Landesanst. für 1893, 32 SS., Karte; auch E. Harkort, Die Schaumburg-Lippe'sche Kreidemulde (Inaug.-Diss. Göttingen), $8^0$, Stuttgart, 1903.

91 J. Perrin Smith, Die Jurabildungen des Kahlberges b. Echte; Jahrb. pr. geol. Landesanst. f. 1891, S. 1—71, Karte.

92 v. Koenen, ebendas. f. 1885, S. 80.

93 Stille, Schichtenabtrag. u. Transgress. u. s. w.; eb. das. 1905, XXVI, S. 103—125.

94 O. v. Linstow, Beitr. z. Geol. v. Anhalt; Festschr. für Koenen, 1907, S. 19—64, Karte, insbes. S. 51 u. folg.; F. Klockmann, Der geol. Aufbau d. sog. Magdeburger Uferrandes; Jahrb. pr. geol. Landesanst. 1892, XI, S. 118—256, Karten.

95 Forir, Habest und Lohest, Ann. soc. géol. Belg. 1902—1906, XXX, Mém. p. 607—621, auch p. 626 u. folg., Karten.

96 W. Deecke, Der Strelasund u. Rügen; Sitzungsber. Akad. Berlin, 1906, XXXVI, S. 618—627 u. insb. Neu. Jahrb. f. Min. 1906, Beil. Bd. XXII, S. 114—138. E. Geinitz-Geol. Führer d. Mecklenburg, $12^0$, 1899, S. 5.

97 z. B. O. Lang, Die Bildung d. Harzgebirges; Samml. gemeinverst. wiss. Vorträge, Heft 236/237, $8^0$, Hamburg, 1896, 32 SS., Karte, insbes. S. 13.

98 F. E. Suess, Bau u. Bild, S. 297.

99 A. Leppla, Geol. hydrogr. Beschreib. d. Niederschlagsgebietes d. Glatzer Neisse; Abh. pr. geol. Landesanst. 1900, Neue F., Heft 32, 368 SS. u. Atlas, insbes. S. 37; F. Frech, Ueb. d. Bau d. schles. Gebirge; Hettner's Geogr. Zschr. 1902, VIII, S. 553—570; W. Petraschek, Das Bruchgebiet d. böhm. Antheil's der Mittelsudeten W. des Neisse-Grabens; Ztschr. d. geol. Ges. 1904, S. 210—222, Taf. XXXV; Ax. Schmidt, J. Herbing und K. Flegel, Zur Geol. des böhm.-schles. Grenzgebirges (dargebr. d. deutsch. geol. Ges. aus Anlass ihrer Tagung in Breslau, 1904); $8^0$, 158 SS., Tekton. Skizze auf Taf. III; dieselb. Ueb. d. jüng. Palaeozoicum u. s. w.; Jahrb. geol. Reichsanst. 1905, LV, S. 217—242.

100 K. A. Weithofer, Der Schatzlar-Schwadowitzer Muldenflügel des niederschles., böhm. Steinkohlenbecken's; Jahrb. geol. Reichsanst. 1897, XLVII, S. 455—478, Karte; insbes. S. 475.

101 K. Dalmer und R. Beck, Geol. Spec.-Karte d. Kön. Sachsen, Bl. 65, Wilsdruff-Potschappel, 1894, Erläut. S. 54—56.

102 R. Beck, eb. das. Bl. 84, Königstein-Hohenstein, 1893. Eine Uebersicht des ganzen Senkungs-Gebietes gibt Beck in Tschermak, Min.-petrogr. Mitth. 1893, XIII, S. 290—341.

103 O. Herrmann und R. Beck, eb. das. Bl. 86, Hinterhermsdorf-Daubitz, 1897, Erläut. S. 34.

104 R. Hausse, Profile durch d. Steinkohlenbecken d. Plauen'schen Grundes; ebendas. 1892, Taf. I—III; Beck in Erläut. zu Bl. 66, Dresden, 1893, S. 43.

105 W. A. Obrutschew, Expedition z. Barlyk u. Tarbagatai im J. 1905, Vorläuf. Bericht; $8^0$, Tomsk, 1907, 21 pp., r.

# EILFTER ABSCHNITT.

## Armorica und americanische Altaiden.

Der westliche Rand des Central-Plateau. — Bretagne. — Jüngere Faltung. — Ausweitung des Beckens von London. — Transatlantische Altaiden. — Vorcarbonische Beziehungen. — Schichtfolge im Carbon. — Appalachien bis zum Mississippi. — Atlantische und pacifische Merkmale. — Appalachien jenseits des Mississippi. — Der nordatlantische Ocean.

### Der westliche Rand des Central-Plateau.

Das Absinken des Central-Plateau erfolgt im Westen, wie im variscischen Gebiete, auf Randbrüchen der verschiedensten Richtungen. Auch hier beginnt der absinkende Mantel mit Ober-Carbon, wie in Mähren und in Franken; Trias ist discordant wie an einigen Stellen in W.-Deutschland, beginnt aber erst mit der rhätischen Stufe und fehlt weiter gegen Nord ganz, so dass dann die Discordanz mit Lias beginnt.

Wir gehen vom Kohlen-Revier von Decazeville aus. Von OSO. kommen grosse Brüche herbei, an denen die jurassische Causse du Comtal versenkt ist. Westlich von Decazeville trifft aus SSW. die Verwerfung von Villefranche ein, ein grosser geradliniger Randbruch, der durch 50 Kilom. den Südwesten des Central-Plateau abschneidet. Vor ihm liegen Staffelbrüche und wiederholte kürzere Falten von verschiedenem Streichen, zuweilen jederseits von einer Verwerfung begleitet, so dass sie Nebenerscheinungen der Senkung sein könnten.[1]

Weiter gegen Nord, gegen die Dordogne, erscheinen Brüche mit den Richtungen WNW. bis NW.

Fig. 4 zeigt nach Mouret's Studien im Osten die granitische Tafel der Haute Corrèze. Ihr folgt die gegen N. streichende

Faille d'Argentat, begleitet von kleinen Kohlen-Vorkommnissen. Westlich von dieser liegt die 80 Kilom. lange Anticlinale von Roche-de-Vic, die man wohl als einen normalen armoricanischen Sattel annehmen darf. Die Randbrüche, etwas mehr gegen W. streichend, durchschneiden schräge die äusseren Zonen des Central-Plateau. Davor liegt, grabenförmig versenkt, das obercarbonische und permische Revier von Brive. Ein den Randbrüchen paralleler Bruch scheidet es von dem vereinzelten Horst von Terrason, der gegen West unter die mesozoische Decke versinkt. Bei Meyssac, 16 Kilom. SO. von Brive, entfernt sich vom Rande des Central-Plateau die Faille de Meyssac, welche sowohl die carbonischen und permischen Ablagerungen von Brive, als auch einen sehr kleinen Horst bei Lissac und den grösseren von Terrason gegen Süd abschneidet und weiter in das mesozoische Gebiet hinauszieht.[2]

Schon Manês und d'Archiac haben lange Dislocations-Linien erkannt, die von der Insel Oleron her gegen SO. durch die Charente inf. ziehen. Dann beschrieb Arnaud Faltungen der Kreide zwischen Angoulême und der Dordogne und später verglich Fallot aquitanische Falten mit solchen des Pariser Becken's.[3] Hierauf hat Glangeaud auf einer 250 Kilom. langen und 50 Kilom. breiten Zone Landes, welche von Oleron und von Rochefort bis an den Lot reicht, drei lange Sattellinien und zwei Mulden verzeichnet. Diese Linien wurden als Aeusserungen der Pyrenäenfaltung angesehen. Ferner wurde angenommen, dass sie in die alten Horste fortsetzen.[4]

Die einzige dieser Linien, die im Südosten bis an den alten Horst verfolgt wurde, ist die Faille de Meyssac. Vom Rande des Central-Plateau durch 80 Kilom. gegen WNW. bis jenseits des Flusses Isle oberhalb Perigueux, ist diese Linie, wie Mouret gezeigt hat, eine Verwerfung mit gesenktem südlichen Flügel. Der Grund, wesshalb sie hier für eine gebrochene Anticlinale gehalten wurde, liegt darin, dass auf dieser Linie die Horste von Lissac und Terrason verloren gehen und dabei streckenweise die Schichten von beiden Seiten der Linie abfallen.[5]

Nachdem durch eine lange Strecke ein Bruch mit gesenktem Südflügel sichtbar und die Richtung aus WNW. in NW. übergegangen war, folgt, wie aus Glangeaud's eingehenden Darstellungen ersehen werden kann, auf eine kürzere Strecke Flexur, die Sprunghöhe nimmt ab und vor Erreichung der Drôme stellt

sich eine neutrale Strecke als flacher Sattel ein. Bald erscheint wieder Flexur, doch mit gesenktem Nordflügel. Der sogenannte Dom von Mareuil ist ein Theil derselben Flexur, an welchem etwas Ober-Jura entblösst wird und bis an die Charente hält Flexur oder Bruch an.[6]

Auf ähnliche Beobachtungen stützt sich die Annahme der beiden weiteren Sattellinien des nördlichen Aquitanien. Das Hervortreten der Verwerfungen aus dem alten Horste in die mesozoische Decke findet unter ähnlichen Umständen statt wie in Baiern, mit der Ausnahme, dass hier der Uebergang in Flexur häufiger ist.

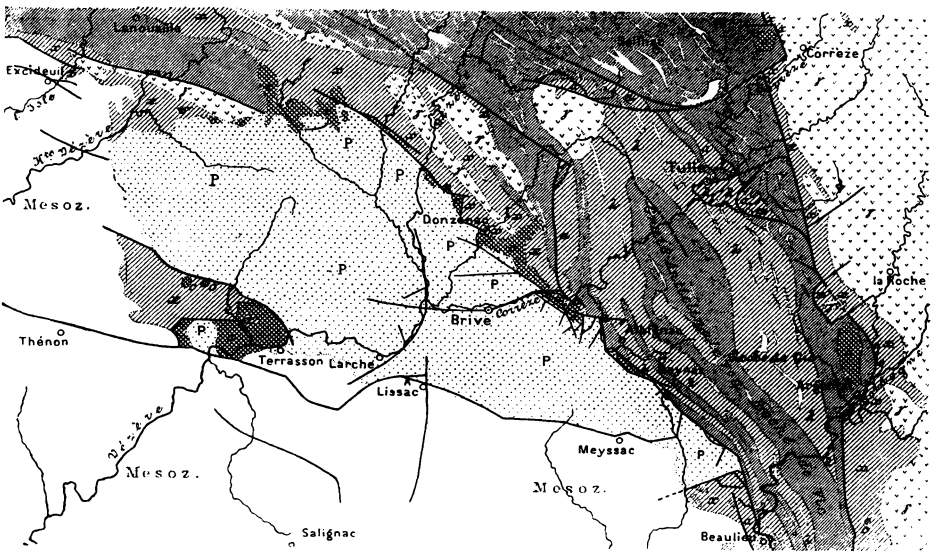



Fig. 4. Der westliche Rand des Central-Plateau bei Brive (nach Mouret).
γ Granit und Granulit; *x* Gneiss und Phyllit; λ Leptynit; *c* Kohlensandstein und Conglomerat; *p* Permische Ablagerungen; *A* der Horst von Lissac.

Die Uebereinstimmung mit Baiern steigert sich gegen Norden, bei Limoges und in der Gegend von Confolens durch das Auftreten langer Quarzgänge, von denen einzelne deutlich die Begleiter von Verwerfungen sind. Weiter gegen Ost, W. vom Cher, wo der Umriss des Central-Plateau mehr und mehr vom armoricanischen Streichen abweicht, bemerkt de Launay, wie dieser Umriss stellenweise sägeförmig wird durch das Vortreten von Brüchen, wie im Grossen in Franken.[7]

Diese Beispiele werden vorangesetzt, um zu zeigen, wie schwierig die Unterscheidung von Brüchen, die aus den Horsten hervortreten, und von posthumen Falten werden kann, sobald

sie annähernd dieselbe Richtung verfolgen. Die Frage entscheidet sich, sobald die Richtungen auseinander treten.

Die ganze Enge von Poitiers ist von NW. streichenden Dislocations-Linien durchzogen; Welsch hat sie verzeichnet. Einzelne Theile oder ganze Linien wurden bald als Verwerfungen, bald als Falten aufgefasst und dann dem Einflusse der Pyrenäen zugeschrieben. In der Enge selbst streichen sie von Horst zu Horst und Quarzgänge finden eine jenseitige Fortsetzung, etwa so, wie der böhmische Pfahl jenseits des Tertiärlandes von Eger im Erzgebirge wieder erscheint.[8]

Die Bretagne. Während in Devonshire Devon und Culm in breiten Zonen an dem Gebirgsbaue theilnehmen, sind in der Bretagne die palaeozoischen Zonen bis auf lange und oft recht eng eingeklemmte Streifen abgetragen, die jetzt als die Leitlinien verschwundener Synclinalen durch das Gebirge streichen (II, 108, 134). Man darf mit einiger Wahrscheinlichkeit folgern, dass die Ketten der Bretagne einstens höher waren, als jene von Devonshire. Mancher Zug des Grundrisses tritt dabei deutlicher hervor, als in jüngeren, höher aufragenden Gebirgen. Für die Bretagne hat Barrois in meisterhaften Arbeiten diesen Grundriss dargelegt.[9]

Es gibt, wie im Wesentlichen bereits an früherer Stelle gesagt worden ist, drei Hauptlinien. Sie sind: 1. ein langer Sattel von altem Gneiss, der an seinem äussersten westlichen Ende ein wenig gegen WSW. abgelenkt ist, und aus der Gegend S. von Quimper gradlinig längs der Südküste über Vannes und Nantes gegen den Ostrand des Horstes streicht (II, 108); dieses ist die Axe de Cornouailles; 2. ein zweiter anticlinaler Gneisszug, von der Küste in der Nähe der Insel Ouessant gegen NO. längs der Nordküste ziehend, die Axe du Léon; sie müsste, in's Meer verlängert, SW. von Ouessant auf den ersten Gneisszug treffen; 3. zwischen beiden Gneisszügen eine lange eingeklemmte Zone von Silur, Devon und Carbon, im Westen das Kohlenbecken von Châteaulin, im Osten jenes von Laval bildend, beide verbunden durch einen noch enger verklemmten Zug, das Bassin de Bélair. Diese eingeklemmte Zone ist auf 340 Kilom. sichtbar. Weder im Westen noch im Osten sieht man ihr natürliches Ende.

N. von der Axe de Cornouailles streicht die lange, gerade Synclinale von S. Julien-de-Vouvantes von den der Pointe du Raz

vorliegenden Inseln aus, über dieses Vorgebirge und über Quimper fort gegen OSO. bis über St. Barthelemy, N. von Angers. Diese Synclinale ist jedoch dem Gneisszuge nicht parallel, sondern entfernt sich gegen Ost mehr und mehr von ihm. Kürzere Sättel und Mulden schalten sich ein, darunter die Kohlenmulde von Ancenis, und indem sie der Synclinale von S. Julien-de-Vouvantes

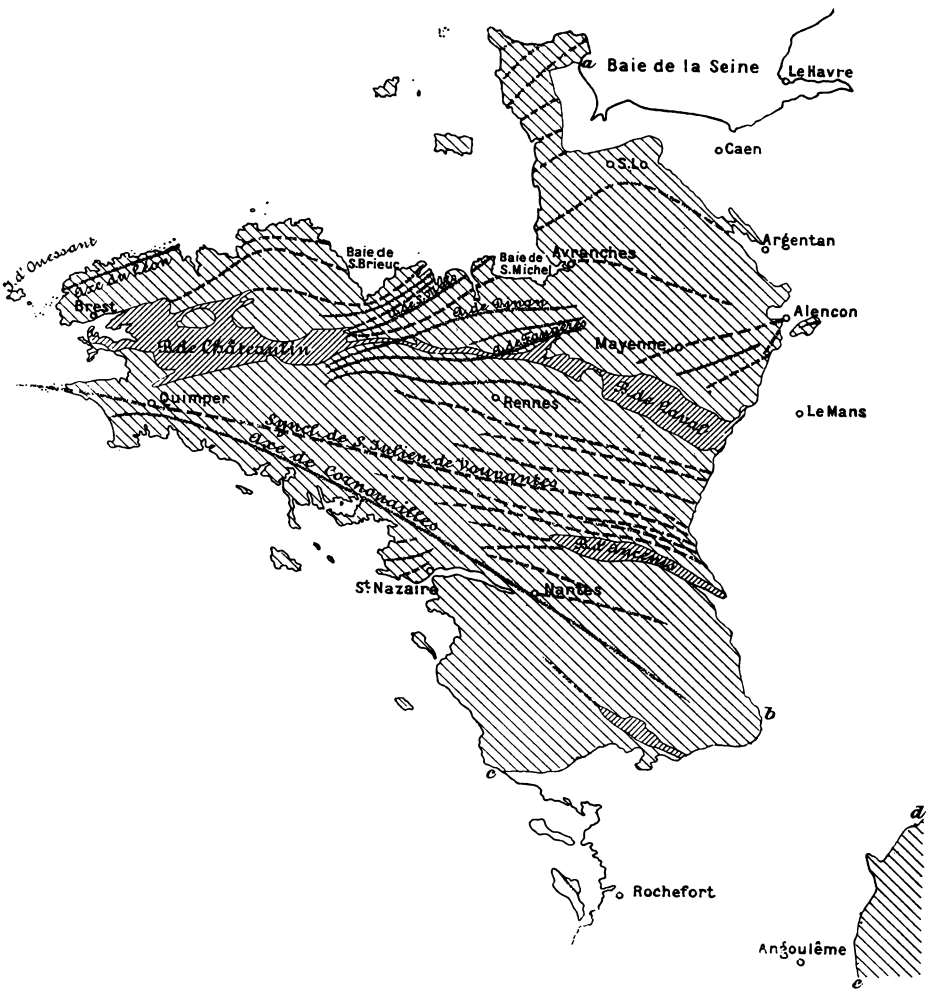



Fig. 5. Die armoricanische Halbinsel (nach Barrois).
*a, b, c* Rand des Horstes der Bretagne; *d, e* Rand des Central-Plateau.

parallel bleiben, stellen sie sich, um Barrois' Ausdruck zu gebrauchen, gegen den Gneisszug der Axe de Cornouailles „wie die Barten einer Feder".

Weitere Synclinalen folgen nordwärts gegen Rennes und scheinen den allmähligen Uebergang aus der Richtung SO. der Axe de Cornouailles in die Richtung der leicht bogenförmig in

OW. bis OSO. streichenden eingeklemmten Zone von Châteaulin, Bélair und Laval, zu vermitteln.

In der Mitte dieser Zone ist die seltene Gelegenheit gegeben, die Durchschneidung eines älteren Faltensystem's durch ein jüngeres zu verfolgen. Um die Sachlage zu übersehen, muss man von dem Gneisszuge im Nordwesten, der Axe du Léon, ausgehen. Ihr folgen gegen Osten weitere Sättel und Mulden, in flachem Bogen gegen O. streichend und an der Baie de St. Brieuc oder noch weiter im Osten die Küste erreichend. Einzelne Theile des Randes des Becken's von Châteaulin greifen in solche in ONO. verlaufende Mulden ein.

Noch weiter im Osten wird die eingeklemmte Zone von gegen ONO. oder NO. streichenden Anticlinalen thatsächlich schräge durchkreuzt. Diess geschieht am Ménez-Bélair durch die

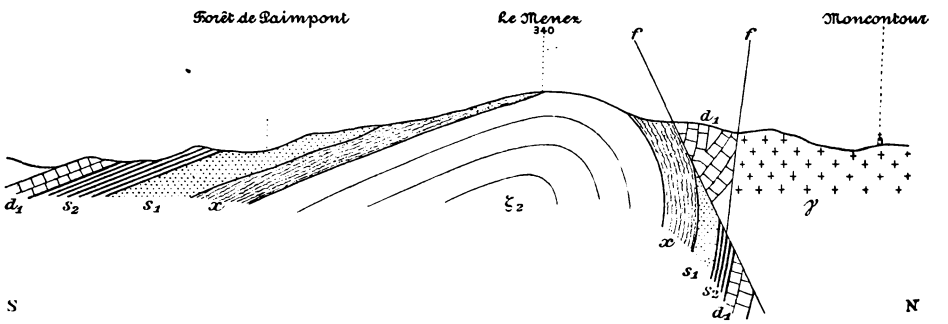



Fig. 6. Durchschneidung der Synclinale von Menez-Bélair durch die Anticlinale von Dinan (nach Barrois).

Anticlinale von Dinan und östlich davon durch jene von Fougêres. Dabei wird die eingeklemmte Zone sattelförmig ausgehoben und windschief verbogen; ihre Breite verengt sich[10].

Hieraus schliesst Barrois, dass die ONO. oder NO. streichenden Falten jünger sind als die Faltung, die den langen Streifen von Châteaulin—Bélair—Laval eingeklemmt hat, und dass die Faltung von Léon jünger ist als jene von Cornouailles. Das Eingreifen der palaeozoischen Schichten in die ONO. streichenden Synclinalen zeigt, dass die palaeozoische Mulde damals eine bedeutendere Breite besass.

Der Verlauf mehrerer dieser jüngeren Linien ist auf Fig. 5 verzeichnet. Man sieht, wie sie sich gegen die Bucht von S. Malo etwas mehr gegen NO. richten und südlich von der Bucht von S. Michel mehr und mehr gegen OSO. ausflachen.[11]

Im Süden trifft eine Synclinale mit NO.-Richtung den SW.

Theil der Baie S. Michel, erscheint bei Avranches wieder, bildet nun einen flach gegen N. convexen Bogen und wendet sich gegen OSO.[12]

Einen zweiten, ähnlichen Bogen hat Lecornu als die „Zone bocaine" beschrieben; dieser hat seinen Scheitel S. von St. Lo.[13] Eine Uebersicht der verschiedenen über Jersey und Guernsey auf der Halbinsel anlangenden Linien, welche zum Theile den Cotentin kreuzen und zum Theile als palaeozoische Synclinalen sich ausheben, hat Michel Lévy gegeben.[14] Der äusserste Norden ist nach Bigot bei Cap la Hague von vorcambrischen und silurischen Gesteinen gebildet, die durch Brüche und benachbarte Eruptiv-Gesteine beeinflusst sind.[15]

Auf diese Art lernen wir ein ganz eigenthümliches Gefüge kennen.

Die Falten, welche im Westen, Süd von der Axe du Léon, hervortreten, zeigen bis zur Baie de Brieuc ein nach Nord convexes, bogenförmiges Streichen. Dann wird der Verlauf concav und hierauf wenden sie sich gegen NNO. und NO., um im nördlichen Theile des Cotentin die äusseren Linien eines zweiten und beträchtlicheren Bogens zu bilden.

Fügt man die Beobachtungen von Oehlert und Bigot bei Mayenne und Alençon hinzu, so erscheinen vielleicht sogar die Spuren des Beginnes eines dritten Bogens. Vom Nordrande des Beckens von Laval gehen noch weitere, der Anticlinale von Dinan völlig homologe, gegen ONO. bis NO. gerichtete Faltenzüge aus, wie die Synclinale, welche über Mayenne und Villaines bis in die Nähe von Alençon streicht.[16] Im Bogen der Sarthe bei Alençon theilt sich am Rande des alten Gebirges die aus SW. herbeistreichende Anticlinale in einen gegen NNO. und in einen gegen ONO. gerichteten Ast.[17] Die südlich davon, bei Fresnay den Rand erreichende grosse Mulde der Coëvrons wendet aber in ihrem südlichen Theile das Streichen gegen SO. Dieses ist der Beginn des dritten Bogens. Dieselbe Richtung sieht man auch in kleinen Resten des älteren Gebirges, welche z. B. NW. von le Mans unter der jurassischen Decke hervortreten.

Aus diesen Studien ergibt sich, dass die sehr verbreitete Meinung, es seien die Bogen eines grossen Faltensystems in regelmässiger Reihenfolge hintereinander entstanden und gleichsam aneinander angeschoben worden, hier nicht zu-

trifft. Die Mulde von Châteaulin, welche noch den Culm umfasst, ist ebenso dem grossen intercarbonischen Vorgange der armoricanischen Gebirgsbildung zuzurechnen, wie die Sättel, von denen sie durchschnitten wird, und es sind im Innern des Gebirges mehrere Bogen vorhanden. Hiebei scheint die Einschaltung älterer Kerne in Betracht zu kommen.[18]

Der Gneisszug von Cornouailles ist im Osten von einem 140 Kilom. langen Quarzgange begleitet, der an den bairischen Pfahl erinnert und diesem Baue ein Merkmal grosser Stetigkeit gibt.

In der Synclinale des Kohlenbeckens von Ancenis vermuthet M. Lévy eine Leitlinie, die in das Central-Plateau fortsetzt.[19]

Ausweitung des Beckens von London. Von den Mendips bis Boulogne ist der armoricanische Bogen unterbrochen. Das Becken ist auf dieser langen Strecke offen, und gerade hier hat die wichtigste der jüngeren Faltungen, der Weald, sich eingestellt. In Uebereinstimmung mit Godwin-Austen und vielen anderen Autoritäten hatten wir angenommen, dass die überfalteten Flötze der Mendips unter der mesozoischen Decke über Exeter hinaus bis zu den überfalteten Flötzen des NO.-Frankreich fortziehen (II, 111). Die Sachlage ist nicht ganz so einfach. Der Zusammenhalt alter und neuer Beobachtungen lässt heute erkennen, dass im Osten der caledonischen Zone von Wales Bewegungen von armoricanischem Alter ziemlich weit gegen Nord über diesen vermutheten Aussenrand hinaustreten.

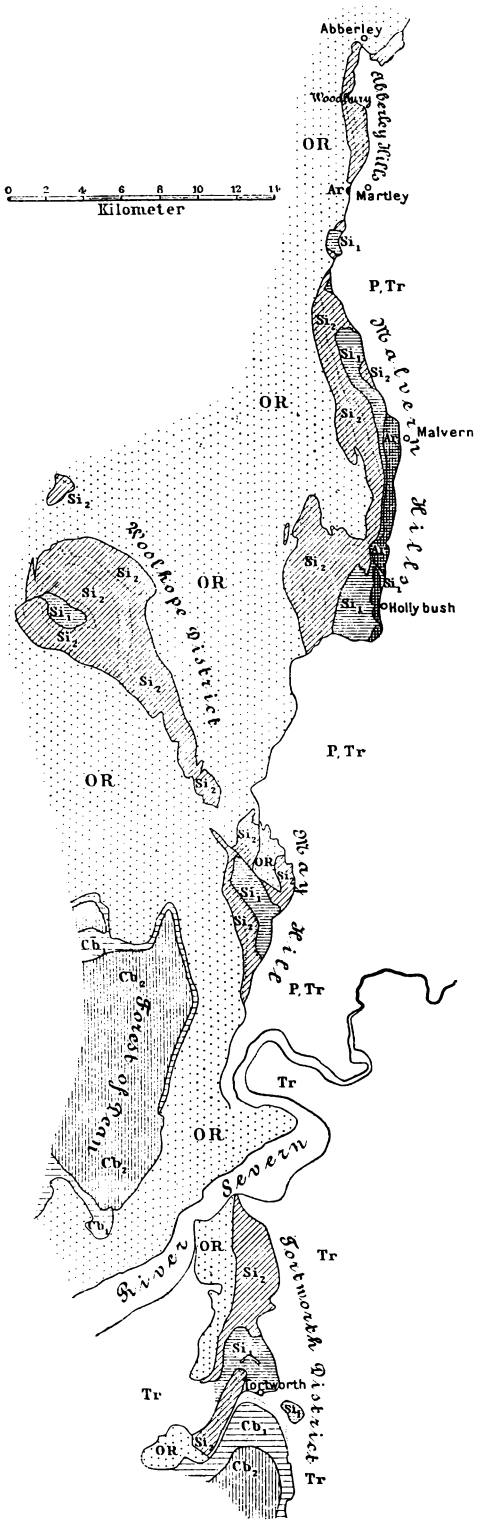
In SW.-Wales, bis Carmarthen-Bay, ist die eingeklemmte Zone von Flötzen recht schmal; weiter gegen Osten, im grossen Revier von Glamorganshire, ist sie sehr gegen Norden verbreitert und hier wurden drei SW.—NO. streichende Anticlinalen innerhalb des Flötzrevieres erwähnt, die gegen SW. in andere, OW. streichende Anticlinalen einlenken. Diese NO. streichenden Sättel wurden (II, 104) als ein Einlenken in die caledonische Richtung aufgefasst; mit ihnen beginnt aber allem Anscheine nach ein sigmoides Vortreten der armoricanischen Leitlinien.

Gegen Osten folgt der grossen Kohlenmulde eine gegen NO. streichende Anticlinale, auf welcher bei Usk unter dem Old-Red das Silur hervortritt. Sie scheidet das Revier von Glamorganshire von einer langen, gegen NO. streichenden Synclinale von Kohlenkalk, die in ihrem nördlichen Theile das Kohlenbecken

des Forest of Dean trägt. Im Bette des Severn selbst liegt ein weiteres Kohlenbecken und jenseits, an der Ostseite des Flusses, liegt der längste der armoricanischen Aeste. Vieles bedeckt hier der bunte Sandstein. Immerhin erkennt man, wie die gegen NNO. gestreckte Kohlenmulde von Bristol an ihrem nördlichen Ende von zwei gabelförmig unter spitzem Winkel aneinander tretenden Anticlinalen eingefasst wird, die, von Tortworth an vereinigt, in nördlicher Richtung weiter ziehen. Eine kleine obersilurische Klippe am südlichen Ufer des Severn bezeichnet die Stelle, an der sfe vom Flusse gekreuzt werden. Dann, noch etwas weiter im Norden, kommen sie im May Hill wieder zu Tage und bilden, indem sie sich trennen, eine nach N. offene Gabel. Der westliche Ast zieht gegen NW. und bildet N. von der Kohlenmulde des Forest of Dean den gestreckten, birnförmigen Sattel von Woolhope, während der andere Ast die gerade, nördliche Richtung beibehält. Nach einiger Unterbrechung bildet er den meridionalen Zug des Malvern Hills, dann der Abberley Hills, und erst hier, SW. von Kidderminster, etwa 70 Kilom. nördlich vom Nordende der Kohlenmulde von Bristol und etwa 100 bis 110 Kilom. N. vom Rande des Mendips, entzieht er sich dem Auge mit einer Krümmung gegen ONO. Eine meridionale Verwerfung, welche alle älteren Gesteine gegen Perm und Buntsandstein abschneidet, begleitet seine Ostseite.[20]

Erst durch die verdienstlichen Arbeiten Groom's ist die Bedeutung der Malverns klar geworden.[21] Sie bestehen von Süden her bis North Malvern, an ihrer Ostseite aus einem schmalen archaischen Zuge, der gegen West auf cambrische und silurische Schichten übergefaltet ist. Weiter gegen Nord tritt das archaische Gebirge zurück. Noch in dem kleinen Horste von Martley liegt archaisches auf cambrischem Gebirge. Den Bau des nördlichen Theiles der Abberley Hills zeigt Fig. 8. Man sieht im Osten den Bruch gegen Bunt-Sandstein, das beginnende Umbeugen der Silur-Falten gegen ONO., ferner den mitgefalteten Old-Red und in einer Synclinale des letzteren das S.-Ende des Kohlenfeldes des Wyre Forest. Am Woodbury Hill liegt auf dem gefalteten Silur eine flache discordante Scholle von etwas Ober-Carbon und von Perm, als ein Beweis der Zugehörigkeit dieses Zuges zu dem armoricanischen Baue.

Durch W. G. Clarke ist bekannt geworden, dass in der Tiefe




des Revier's von Wyre Forest sowie einiger benachbarter Kohlenfelder die Faltungen der mittelcarbonischen Flötze abgeschnitten werden durch eine Ebene der Abtragung, welcher discordant obercarbonische Flötze auflagern.[22] Diese Ebene, die sogenannte Symon Fault, ist wohl auch nichts Anderes als die ausgedehnte armoricanische Discordanz.

Es muss genaueren Kennern des Landes überlassen bleiben, zu beurtheilen, ob dieses Vortreten des armoricanischen Aussenrandes von Einfluss auf das unterirdische Streichen der Flötze sein mag, die jetzt von Boulogne her bis in die Gegend zwischen Dover und Canterbury erbohrt sind.

Unter den posthumen Faltungen wurden der Wealden und die gebrochene Anticlinale des Pays de Braye als besonders wichtig angeführt (II, 114). Das wesentliche Ergebniss war, dass innerhalb des Rahmens der Senkung jüngere Faltungen eingetreten sind in der alten armoricanischen Richtung.

Im südlichen England ist die Richtung dieser jüngeren Falten annähernd OW. Strahan's Forschungen lassen sich dahin zusammenfassen, dass drei grös-

Fig. 7. Malvern Hills (nach Phillips).
*Ar* = Archaisch; $S_1$, $S_2$ = Cambrisch und Silur; *OR* = Old-Red; $Cb_1$ = Kohlenkalk; $Cb_2$ = Flötzf. Carbon; *P, Tr* = Permisch u. bunter Sandstein.

sere Synclinalen (London, Chichester, Solent) und drei Anticlinalen (Guildford, Portsdown, Insel Wight) vorhanden sind, kulissenförmig gestellt, die Sättel stets steiler gegen Nord und von Wight aus in zwei Störungslinien ausgehend, von denen die erste die Halbinsel Purbeck durchschneidet und die zweite, nur wenig nördlicher, S. von Dorchester bis in die Nähe der Ostküste bei Lyme Regis hinzieht. Diese Bewegungen können bedeutende Kraft erlangen. Strahan beschreibt ein Beispiel, in dem eine weniger widerstandsfähige 1100 Fuss (335 M.) mächtige Schichtfolge in senkrechter Stellung auf 270 Fuss (82 M.) eingeengt wird. Ein schwarzer Feuerstein-Knollen in Kreide wird in einen Streifen von schwarzem Staub, ähnlich einem Kohlen-Streifen, aufgelöst.[23]

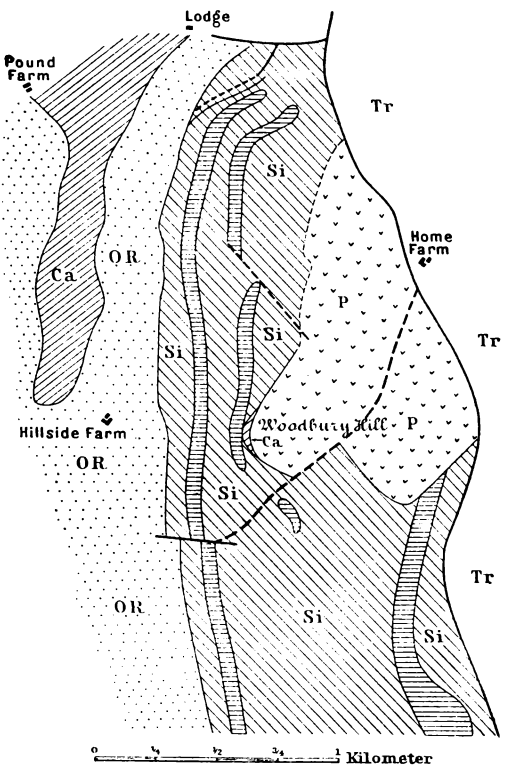



Fig. 8. Abberley Hills (nach Groom). *Si* = Wenlock- und Ludlow-Schiefer mit Zügen von Aymestry-Kalkstein; *OR* = Old-Red; *Ca* = Carbon; *p* = Haffield Breccie, Perm; *Tr* = Bunt-Sandstein.

Schwieriger ist die Verfolgung der Linien in Frankreich, wo sie allem Anscheine nach zahlreicher, aber zum Theile weniger ausgeprägt sind. In einem Entwurfe von Dollfuss herrscht sehr allgemein die SO.-Richtung in der Westhälfte des Pariser Beckens. Sie ist zugleich die armoricanische Richtung.[24] Im Süden sind diese Falten durchschnitten von NS. streichenden Verwerfungen, welche aus dem Central-Plateau kommen. Lemoine und Rouyer haben geglaubt, im Süden eine Schwenkung der Linien im Sinne der Schaarung gegen die variscische Richtung wahrzunehmen.[25]

Einige ausgezeichnete Forscher, wie Godwin-Austen, haben vor Jahren gemeint, dass von jeher und allenthalben die Faltungen auf den gleichen Linien sich wiederholen. Als M. Bertrand die ersten Beobachtungen über diese jüngeren Falten im Westen

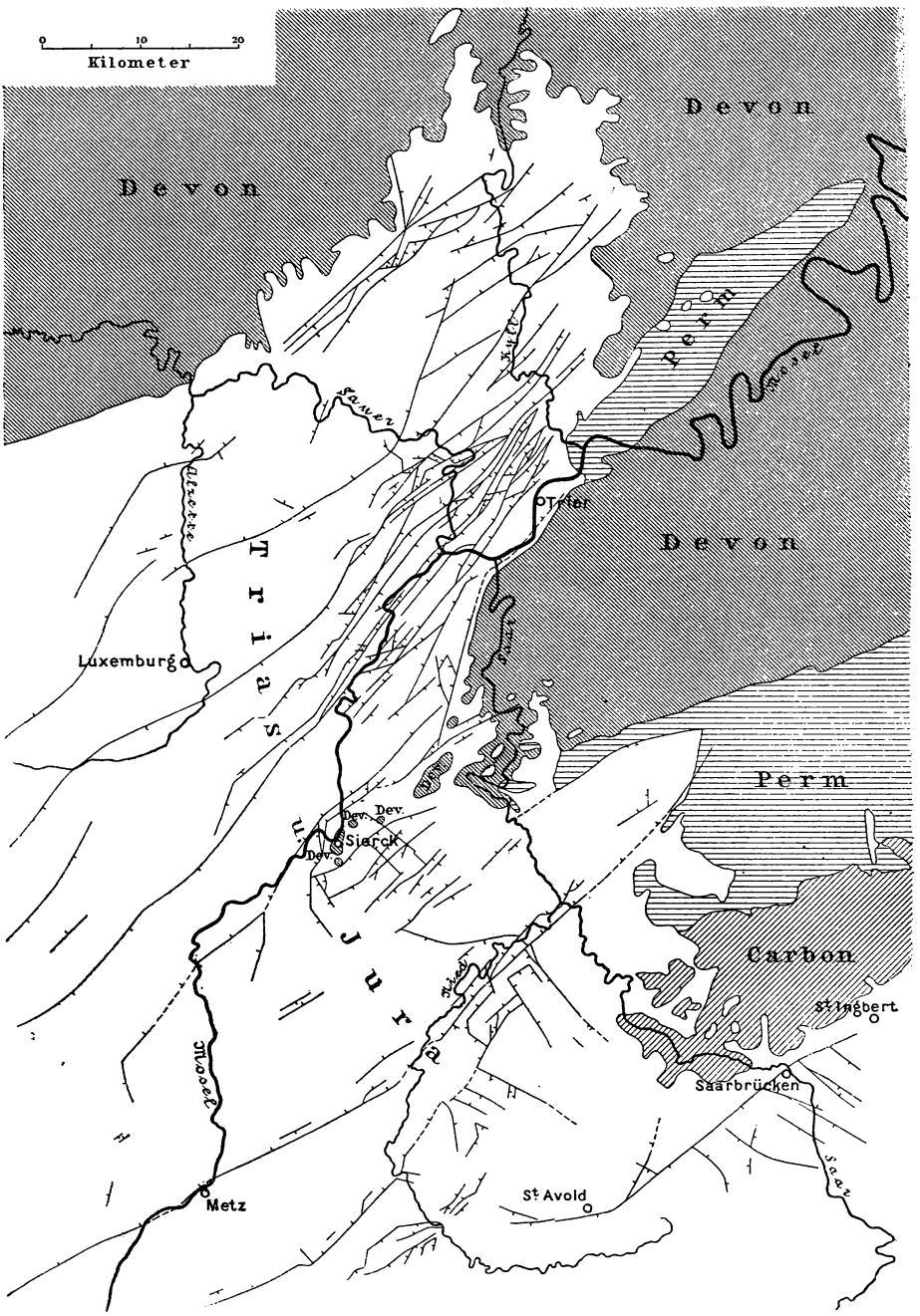



Fig. 9. Die Brüche von Lothringen und Luxemburg.
(Nach L. van Werveke.)

des Pariser Beckens sammelte, war es in einem Gebiete, in welchem ihr Streichen dem armoricanischen Streichen in den Horsten ziemlich parallel ist. Er schloss im Sinne Godwin-Austen's auf Continuität der Faltung, d. i. er meinte, die Faltung der Horste

selbst sei wieder erwacht.[26] Aus den Horsten treten jedoch wohl Brüche, nicht aber Falten hervor. Dies ergibt sich am Deutlichsten aus ihrer veränderten Richtung in England.

Die posthumen Faltungen des Paris—Londoner Beckens stehen zu den umgebenden Horsten in dem gleichen Verhältnisse, wie die Alpen zu ihrem Rahmen. Sie sind ein ähnlicher, doch lockerer Bau in kleinerem Maassstabe.

Manches ist hier für die Alpen zu lernen.

Der östliche, variscische Rand des Pariser Beckens zeigt, dass das Rheingebirge in den beiden Buchten, die gegen Luxemburg und gegen Metz münden, an streichenden, variscischen Brüchen zur Tiefe gegangen ist, die den Saarbrüchen ziemlich parallel sind. L. van Werveke's Aufnahmen (Fig. 9) lassen auch erkennen, dass beide Buchten dabei zu Gräben wurden, getrennt durch einen Horstrücken, der noch bis Sierck an der Mosel sichtbar bleibt.[27] Die Aehnlichkeit dieses Horstrückens mit den Horsten von Lissac und Terrason auf Fig. 4 und jenen von Alençon und Argentan auf Fig. 5 ist unverkennbar. Das Stück von Granit und Silur, SW. von Alençon (Massif d'Hesloup), besitzt einen recht verwickelten Bau, durchaus nicht gleichend der Axe einer selbständigen Anticlinale.[28]

Stellt man sich nun vor, dass diese posthume Faltung sich im Sinne der im südlichen England deutlich ausgeprägten Richtung gegen N. verstärke, dass sie kleinere Horste in sich aufnehme und sich aufstaue an den Malverns und ihrer versenkten NO.-Fortsetzung, so erhält man an diesem unfertigen Hochgebirge eine Scene aus der Entwicklung der Alpen selbst.

Transatlantische Altaiden. Von dem südlichen Ufer des Lago Maggiore bis zu dem Aussenrande des Juragebirges S. von Basel beträgt die Entfernung 210—220 Kilom. Lässt man das Juragebirge und die Molassen-Niederung weg, so ergibt sich von Como bis zu der Anticlinale der Molasse bei Luzern die Breite von 190—200 Kilom. Von Bergamo bis Bregenz misst man beiläufig 200 Kilom. Dabei ist noch ein dinarischer Streifen inbegriffen.

Eine quer auf den armoricanischen Bogen im Meridian 3° 30′ w. L. von den Glaukophan-Gesteinen der Ile-de-Groix bis zum übergeschobenen Südrande der Kohlenmulde von Glamorgan W. von Cardiff gezogene Linie misst 430—440 Kilom., daher zweimal so viel. Dennoch ist auf dieser Strecke der südliche Rand des

armoricanischen Baues unbekannt. Die Beugung des Streichens in der Schaarung bei Valenciennes ist kaum weniger als 600 Kilom. von der entsprechenden Beugung der schaarenden Linien im Süden des Cantal entfernt.

Für den variscischen Bau gelten wohl eben so hohe Ziffern, wenn auch die weitergehende Auflösung in Horste eine Angabe kaum gestattet.

Eine gerade Linie, vom Aussenrande der Sewaliks SO. von Jummo ausgehend, quer über die tertiären Vorketten, über die Fortsetzung des Dhauladhár, über Zanskár und die Ketten von Ladákh in der Nähe des Passes Karákorum vorüber nach Shahidula gezogen, misst etwa 500 Kilom. und von da quer über den Jarkend-Bogen bis an den Saum der Wüste noch etwa 100 Kilom. mehr.

Diese Ziffern lehren, bis zu welchem Grade das Auge geneigt ist, vergangene Grösse zu unterschätzen. Sie sagen, dass auf dem heute sichtbaren Stücke des armoricanischen Grundplanes eines der grössten Faltungssysteme der Erde Raum finden möchte. Allen sonstigen Erfahrungen widersprechend wäre die Annahme, dass die Rias-Küste zwischen Dingle-Bay und La Rochelle das natürliche Ende dieses mächtigen Aufbaues sei. Seine Fortsetzung ist unter dem Atlantischen Ocean und jenseits desselben zu suchen.

Von selbst heftet sich der Blick auf die Rias-Küste von Neu-Fundland und Nova Scotia.

Schon im J. 1871 schloss J. W. Dawson aus der Flora der Carbonzeit auf eine Verbindung.[29] Der Bau des Gebirges sagt dasselbe.

In Neu-Fundland streichen die Anticlinalen gegen NNO. und NO.; es wurde hier bereits bemerkt, dass in Nova Scotia gegen den Ocean hinaus die östliche Richtung sich geltend macht, und dass hier Kohlenflötze transgredirend auf einem älteren Faltensystem liegen (I, 714). Das Verdienst, mit kühner Hand verbindende Leitlinien quer über den Ocean gezogen zu haben, fällt Marcel Bertrand zu. Es geschah in der Sitzung der französischen geologischen Gesellschaft vom 21. März 1887 und hiemit war ein bedeutender Schritt zur Erkenntniss des Grundplanes der nördlichen Hemisphäre gethan.[30]

An der Charente gelangen die Süsswasser-Bildungen des Weald an das atlantische Ufer und wir suchen die Fortsetzung des Festlandes.

Eine Spur gibt im Norden die Porcupine-Bank. Sie erhebt sich bis — 154 M.; ihre Isobathen sind weit gegen SSW. gestreckt; sie dürfte, nach der Beschaffenheit des Meeresgrundes zu urtheilen, aus den gleichen Felsarten bestehen, wie das nächstgelegene Festland.[31] Gegen Süd werden Tiefen von mehr als 4000 M. gelothet, aber etwa in der Breite des Canal's la Manche liegt die 200 M.-Linie in 11° w. L. Von da an weicht sie rasch gegen SO., zu der grossen Tiefe des Busens von Biscaja zurück.

Dieses Vortreten der Isobathen, welches zugleich den Scilly-Inseln, den Inseln ausserhalb Ouessant, weiter im Meere der Cockburn-Bank, Parson's-Bank u. A. entspricht, ist hier die einzige, geringe submarine Spur einer Fortsetzung. Gegen den Ocean folgen Tiefen von über 4000 M.

Gwyn Jeffreys berichtet, dass bei Kabel-Arbeiten mitten im Ocean zwischen 33° 50′ und 36° 30′ w. L., nahe 51° 20′ n. Br., ein etwa 160 Kilom. langer Zug felsigen Bodens angetroffen worden ist. Die höchste Stelle lag in — 2502 M.; von hier senkte sich der Grund anfangs sehr steil (binnen 800 M. um 420 M.), dann weniger steil, nach 12·8 Kilom. auf — 4078 M., d. i. um 1573 M. Die Stelle liegt auf der vermutheten Leitlinie M. Bertrand's.[32]

Schon 880 Kilom. ausserhalb Neu-Fundland liegt die Laura-Ethel-Bank (— 65 M.) und die Milne-Bank (— 147 M.); schon 380—400 Kilom. von der Küste befindet man sich in den Neu-Fundland-Bänken innerhalb der Isobathe von — 100 M. und dann wird eine der ausgeprägtesten Rias-Küsten der Erde erreicht.

Nicht zutreffend ist es, wenn die Belle-Isle-Strasse als die Grenze des canadischen Schildes gegen das gefaltete Gebirge angesehen wird. Diese Strasse ist in ihrem engeren, äusseren Theile ein Graben, in welchen flach gelagerte cambrische Sedimente versenkt sind.[33] Der breite Höhenzug, welcher aus der Nähe der Bay of Islands (unweit 49° n. Br.) bis zum nördlichen Ende die NW.-Küste von Neu-Fundland ausmacht, ist ein Stück des canadischen Schildes, und daher nicht der Rias-Küste zuzuzählen. Gneiss bildet die Westküste von White Bay und zugleich den nördlichen und beträchtlichsten Theil der Long Range. Aber auch nach Ausschaltung dieses Gneisszuges misst das gefaltete Gebirge Neu-Fundland's quer auf sein Streichen gemessen noch immer mehr als 380 Kilom. So schräge schneidet aber hier der Ocean die weiteren Falten der Gebirgskette ab, von

welcher Neu-Fundland ein Theil ist, und so eigenthümliche Störungen erleidet diese Kette in ihrem weiteren Verlaufe, dass es nicht möglich ist, die wahre Gesammtbreite des Baues festzustellen (II, 49).

Vorcarbonische Beziehungen. Dawson hat zu wiederholten Malen ausgesprochen, dass die acadische Schichtfolge jener Europa's ähnlicher sei als jener von manchen anderen Theilen America's und Walcott hat die cambrische Serie des atlantischen Gebietes von Nord-America als einen Theil der europäischen Serie bezeichnet. Ami hat die Uebereinstimmung des acadischen mit dem britischen Unter-Silur betont.[34]

Bereits vor längerer Zeit erkannte Salter in Nova Scotia die Fauna der Tilestones, des höchsten britischen Ober-Silur, und die Spuren derselben Fauna führt Williams aus dem Chapman Sandstone am Aroostook-Flusse (Oestlichstes Maine) an. Dieser Sandstein mag aber wohl auch einen höheren Horizont umfassen, wenigstens führt J. M. Clarke aus demselben Gebiete eine Einwanderung von Arten des rheinischen Devon in den Chapman Sandstone an. In allen diesen Fällen handelt es sich um Beziehungen zu Europa.[35]

In Gaspé folgt mächtiger Sandstein mit devonischen Pflanzen. Er gehört einem sehr ausgedehnten nordatlantischen Festlande an (II, 280), das mit wechselnden Umrissen wahrscheinlich durch die ganze Devonzeit vorhanden war. Seine zumeist aus Sandstein bestehenden Reste sieht man in Galizien, an der Ostsee, in Schottland und weiterhin im nördlichen Russland, auf den Orkneys, Shetlands, auf Bären-Eiland, Spitzbergen, Ost-Grönland, auf Ellesmere, dann in Acadien und dem NO.-Theile der Vereinigten Staaten.

Diese Sandsteine geben aber nur einen Theil der Ausdehnung des Festlandes an. Sehr beträchtliche archaische Höhenzüge mussten bestanden haben als Quellen des Sandes. Der grösste Theil des nördlichen Laurentia, das Gebiet der caledonischen Störung und der baltische Schild mögen diesem Festlande angehört haben. Das Land war eine Wüste, streckenweise unterbrochen von See'n; viele von ihnen waren süss, daher mit einem Abflusse versehen; andere waren salzig.

Für Gross-Britannien hat Geikie schon vor längerer Zeit diese See'n zu umgrenzen und ein Bild des damaligen Zustandes zu geben

versucht. Nathorst hat gezeigt, dass Archaeopteris archetypus am Donetz und zugleich weit im Norden auf Ellesmere auftritt, so wie Bothrodendron Kiltorkense in Irland und auf Bären-Eiland.[36] Pflanzen und Fische wurden in die devonischen Meere hinausgetragen; Dinichtys pustulosus, Dipterus flabelliformis u. A. erscheinen nach Lohest in den oberen Psammiten des Condroz in Belgien und im americanischen Ober-Devon, in beiden Fällen mit Spirifer disjunctus.[37]

Mit weitem Blicke hat J. W. Dawson im J. 1871, als nur eine geringe Zahl von Thatsachen bekannt war, auch diese Sachlage erkannt. Das Centrum der Herkunft der älteren Sedimente der Appalachien müsse gegen Nordost gelegen haben. In der Carbonzeit habe es Verbindungsglieder im atlantischen Gebiete zwischen den Floren von Europa und America gegeben. Im Devon könne solche Verbindung nur weit im Nordosten bestanden haben. In Neu-Fundland, Labrador und Grönland müsse daher die älteste americanische Flora gesucht werden und in ähnlicher Weise in Europa am Rande des alten Scandinavischen Kernes. Sogar die Herstellung einer Verbindung mit Europa durch die Appalachien, allerdings noch innerhalb des Devon, hat, wie gesagt, Dawson schon damals als wahrscheinlich angeführt.[38]

Die Flora nannte Dawson die erische (Erian) Flora und die Ablagerungen die Erian-Group, nachdem dieselben Sedimente am Erie-See als Erie-Division waren abgeschieden worden. Hier wird dieser grosse Continent der Devonzeit Eria genannt werden.

Der höhere Theil der erischen Flora fällt mit Heer's Ursa-Flora zusammen, von welcher, wie Nathorst gezeigt hat, die Culm-Flora Spitzbergen's zu trennen ist.[39]

Im NO.-Theile der Vereinigten Staaten kommen für die dem Carbon vorangehende Zeit neben Eria drei Meere in Betracht: ein nordwestliches (eurasiatisch-arktisches), ein östliches (atlantisches) und ein südliches Meer (Mississippi-See).

Das erste gibt sich kund durch die mitteldevonische Transgression, die von Asien her bis über Manitoba und noch weiter gegen Süden gelangt. Stoliczka hat Stringoceph. Burtini von der Südseite des Tian-shan, und Mc'Connell von den Ramparts des unteren Mackenzie gebracht.[40] Das alte Atlantische Meer der cambrischen und silurischen Zeit ist bereits erwähnt worden. Durch das Hinzutreten eines dritten, südlichen Meeres sind sehr ver-

wickelte, aber auch sehr lehrreiche Verhältnisse entstanden. Es wäre nicht möglich, diese zu übersehen, wenn nicht die letzten Jahre eine Reihe stratigraphischer Einzel-Arbeiten von Williams, Prosser, Kindle u. A.[41] und auch schon Versuche eines Ueberblickes durch Ulrich und Schuchert, dann noch namentlich von dem Letzteren, gebracht hätten.[42]

Bei der Verfolgung der vom Mackenzie herkommenden Transgression wurde gesagt, dass Marcellus Slate, Hamilton Group und Genessee Slate das Mittel-Devon des Staates New York ausmachen. Die Schiefer über und unter Hamilton seien einander so ähnlich, dass Williams Genessee als eine Wiederholung von Marcellus ansehe. Hamilton umschliesse eine reiche Meeresfauna und gegen oben stelle sich streckenweise eine besondere Kalkbank, Tully limestone, mit Rhynch. cuboides ein (II, 249).

Ein wesentlicher Fortschritt wurde erzielt, als Williams zeigte, dass die europäischen (oder asiatischen, was hier dasselbe ist) Typen auf den Tully limestone beschränkt seien und dass Hamilton eine fremde Fauna führt, die später die Tropidoleptus carinatus-Fauna genannt worden ist.[43]

Somit wäre die Sachlage diese: Schiefer (Marcellus); Lagen mit fremder Fauna (Hamilton, Tropidoleptus); Kalkstein mit europäischer Fauna (Tully limestone, Rh. cuboides); dann nochmals Schiefer (Genessee). Darüber folgen Faunulae, die bei ziemlich unbestimmten Merkmalen und einer oft eigenartigen Unbeständigkeit der Merkmale doch wenigstens durch vicarirende Arten mit Europa verbunden sind, vermengt auch mit einzelnen Arten der Tropidoleptus-Fauna, auch mit Einschwemmungen von Baumstämmen und Resten von grossen Fischen (Productella-Fauna oder Ithaca-Formation; Cardiola-Fauna oder Portage-Stufe) bis das höchste marine Glied des americanischen Devon, die Spirifer disjunctus-Fauna (Chemung-Stufe) erreicht ist. Dieses Leitfossil selbst ist ein Vertreter der europäischen Fauna, aber noch mitten in Chemung hat Williams eine Einschaltung der reinen Tropidoleptus-Fauna nach Art einer Colonie angetroffen.

Dann folgt die Catskill-Stufe, d. i. der erische Sandstein mit Landpflanzen und Fischen.

Hier ist also das Ineinandergreifen zweier Meeresfaunen und gleichzeitig in Chemung die Einstreuung vom erischen Strande her sichtbar. Sicheres oberstes marines Devon in europäischem

Sinne scheint nicht vorhanden zu sein. Um diese Zeit hatte der erische Sand hier die Herrschaft erlangt. Frech führt eine Reihe sandholder Bivalven aus americanischem Mittel-Devon an, die als mit europäischen Formen vicarirend angesehen werden, und fünf Arten von Avicula (Leptodesma), die Chemung mit dem belgischen Famennien gemein hat.[44] Das mögen Spuren der erischen Strandfauna sein.

Diese Erfahrungen führen zu zwei Vermuthungen.

Der alte rothe Sandstein tritt noch in die Anticlinale der Mendips ein (II, 105) und an der irischen Westküste treten seine Sättel als die Sporne der Rias-Küste zwischen Dingle und Crook Bay gegen den Ocean vor (II, 101). Weiter südwärts als in diese nördlichen armoricanischen Falten gelangt er nicht, aber die erischen Fische und Pflanzen reichen bis Thüringen, bis Böhmen und an den Donetz. Dasselbe sieht man in America. Die erischen Sedimente gehören dem Vorlande an, sind aber auch noch an einigen äusseren Faltungen betheiligt. So erwacht einige Vermuthung, dass auch unter dem Ocean der Nordrand der Altaiden nicht sehr weit vom südlichen Rande des Vorlandes Eria verläuft.

Die zweite Vermuthung lässt sich fester begründen; sie betrifft die Meere. Das eurasiatisch-arktische Meer scheint sich südwärts nach Jowa und Missouri fortzusetzen. Die fremde Tropidoleptus-(Hamilton-)Fauna ist vom östlichen New York bis Wisconsin und in vielen Staaten der Mitte, dann südwärts bis über die Ozark-Berge hinab bekannt. Im Westen, in Jowa, kennt man sie nicht (mit Ausnahme von Phacops rana). Schon mit der unterliegenden Onondaga-Stufe beginnt an verschiedenen Punkten eine Transgression; Aehnliches wird auch aus Europa erwähnt. Die Onondaga-(Oriskany-)Fauna der Mitte der Vereinigten Staaten ist aber dieselbe, die auch als Fauna der Leptocoelia (Anoplotheca) flabellites angeführt wird (A. Ulrich's Icla-Schiefer) und die Hamilton-(Tropidoleptus-)Fauna wird als Fauna der Vitulina pustulosa (die auch im Hamilton von New York vorkömmt) bezeichnet. Unter diesen Namen werden diese beiden Stufen von vielen Punkten Süd-America's, die erstere auch von den Falkland-Inseln und der Cap-Colonie angeführt. Die Tropidoleptus-Stufe erreicht sogar die centrale Sahara. Hamilton ist die Gestalt, in der sich dieser weite südliche Ocean dem Festlande Eria in N.-America nähert.

Schichtfolge im Carbon. Eine lange Linie von Flötzen erscheint in Krakau und Nieder-Schlesien, an der Ruhr, in Belgien, Süd-England und Süd-Wales, welcher jenseits des Oceans die Kohlenfelder der Appalachien entsprechen (II, 294). In dem europäischen Gebiete sind an der Basis der marine untere Kohlenkalk und die marinen Einschaltungen des Culm, dann noch auf der ganzen Strecke vom Saume der Karpathen bis nach England vereinzelte marine Einschaltungen zwischen den Flötzen der Ostrauer Stufe vorhanden. Diese Einschaltungen nehmen, wenigstens von Nieder-Schlesien bis Belgien, gegen oben mehr und mehr litorale Kennzeichen an; einzelne Bivalven sind ihre letzte Spur und im Horizonte von Schatzlar dürfte keine echt marine Einschaltung bestehen. Marines Ober-Carbon fehlt nicht nur diesen Kohlen-Revieren, sondern auch in dem ganzen nördlich von ihnen gelegenen Theile des europäischen Festlandes.

Es ist, als ob durch das Vordringen der variscischen und der armoricanischen Falten das obercarbonische Meer von Mittel-Europa wäre abgedrängt worden. Der Vorgang erinnert an das Abdrängen des mediterranen Meeres von Mittel-Europa durch das Vortreten der Alpen. So wenig man marine Sedimente der III. Mediterranstufe im Norden der Alpen sieht, und erst in das untere Rhône-Thal hinabsteigen muss, um ihnen zu begegnen, eben so wenig sieht man marines Ober-Carbon im Norden der variscischen und armoricanischen Bogenstücke. Um solches zu treffen, muss man nach Asturien oder in das Karnische Gebirge oder nach Russland gehen.

In N.-America prägt sich dieser Vorgang noch schärfer aus. Der marine Kohlenkalk des Unter-Carbon hat zwar weite Verbreitung, auch bis Neu-Braunschweig und Neu-Fundland, aber marine Einschaltungen zwischen die Flötze sind mit Ausnahme von Bänken mit sogenannten Najaditen im Nordosten nicht vorhanden. Sie beginnen in West-Virginien und Ohio, und um typisches marines Ober-Carbon zu sehen, muss man weiter nach Westen und Südwesten, nach Jowa und Illinois, Kansas und Oklahoma, Arkansas und Texas gehen.

J. P. Smith betont die Uebereinstimmung der obercarbonen Fossilien von Arkansas mit jenen von Lo-ping und bezeichnet sie als die Spuren eines pacifischen Carbon-Meeres. Dieses Meer ist durch Brit.-Columbien, Alaska, Japan und Süd-Ussuri bis

weit nach Asien hinein bekannt. Nach Tschernischew's Meinung würden ihm auch Vorkommnisse am Nordrande des Parry-Archipels und bis Cap Feilden (82° 44′) zufallen und ergäbe sich eine Ausdehnung des marinen Ober-Carbon um Grönland bis Spitzbergen und Bären-Eiland.[45]

Während in Europa nur das Ober-Carbon durch die Faltung verdrängt wird, und schon im Perm die Fauna des Zechsteins als der ärmere Vorläufer der folgenden marinen Faunen auftritt, bleibt im nordöstlichen Theile der Vereinigten Staaten und dem benachbarten Theile Canada's von da an alles ausserhalb der Falten, d. i. gegen NW. und W. gelegene Land völlig vom Meere abgetrennt bis zu der postglacialen Transgression. Selbst die marine obere Kreide langt nur an der Innenseite der Falten an.

So beruht jeder weitere Vergleich mit Europa auf den Landfloren.

Die Vertheilung des flötzführenden Carbon ist nicht gleichförmig. Neu-Fundland, Nova Scotia und Neu-Braunschweig können als ein erstes, durch eine gewisse Mannigfaltigkeit der Vorkommnisse ausgezeichnetes Gebiet angesehen werden. In einem folgenden Bezirke, in Gaspé, Maine und bis Connecticut ist die Entwicklung eine recht geringe. Die reichsten und ausgedehntesten Flötze bietet die Westseite der Appalachien von Pennsylvanien bis Alabama und auch jenseits des Mississippi über Arkansas hinaus. Als ein weiteres, doch mit diesem enge verbundenes Gebiet kann die flötzreiche Schichtfolge angesehen werden, die sich in flacher und discordanter Lagerung und mit geringerer Mächtigkeit gegen Westen über das laurentische Vorland, nämlich über Theile von Michigan, Illinois, Jowa und Missouri ausbreitet.

Die genauen Arbeiten der pennsylvanischen Landesaufnahme, J. J. Stevenson's stratigraphische Darstellungen und die phytopalaeontologischen Studien von Dav. White sind die wichtigsten Quellen der Belehrung. Im Allgemeinen kann allerdings gesagt werden, dass diese Sedimente in der Nähe der Appalachien mächtiger sind, und dass sie gegen Westen an Mächtigkeit abnehmen. Da jedoch diese Abnahme nicht gleichförmig ist, und die tieferen Glieder der einzelnen Stufen rascher abzunehmen pflegen, geschieht es, dass in den einzelnen Landstrichen verschiedene Flötze zu Liegend-Flötzen werden und dass die Be-

zeichnung „lower coal measures“ eine schwankende und öfters irreführende ist.

Dabei findet aber Abnahme tieferer Glieder nicht nur gegen Westen statt. Eine von D. White entworfene Karte zeigt, dass vor den appalachischen Falten eine lange Vertiefung gebildet worden ist, deren tiefste Stelle im Südosten von West-Virginien lag, und dort bildeten sich die mächtigsten Ablagerungen, während gegen NO., im südwestlichen und centralen Pennsylvanien, ein Rücken bestand, über welchem mehrere der tieferen Glieder fehlen.[46] Unter diesen Umständen muss in der nachfolgenden Uebersicht den neutralen Localbezeichnungen der Vorzug gegeben werden.

1. Pocono. Wer Stevenson's Beschreibung der in Pennsylvanien und Virginien dem Carbon unmittelbar vorangehenden Zustände liest, die Darstellung der grossen Mächtigkeit der erischen Sande in NO., ihrer sehr raschen Abnahme gegen SW., des Zurückweichens des marinen Lebens vor ihnen und der unebenen Oberfläche, die sie zurücklassen, begreift die Schwierigkeiten der Abtrennung von Sedimenten, die aus der Aufarbeitung dieser Sande hervorgegangen sind.[47] Zugleich wird man erinnert an die Mengen von Sand, die heute aus der Sahara durch Stürme in den Atlantischen Ocean getragen werden.

Ueber diesen unteren Schichten ist ein Horizont auszuscheiden, der dem europäischen Culm entspricht. In Neu-Fundland ist es ein grobes Conglomerat und in Nova Scotia Dawson's Horton Series, von diesem Beobachter dem Tweedian des nördlichen England gleichgestellt und mit einer Flora vom Charakter des Culm, wie Cyclopteris (Aneimites) acadica u. A.[48] Auch sonst fehlen nicht die Spuren; in Worcester (Massachusetts) wurde in einem Graphitlager im Glimmerschiefer Lepidodendr. acuminatum Göpp. des schlesischen Culm angetroffen.[49] In Virginien und West-Virginien sind die Pflanzen, welche Fontaine aus der Vespertine Series anführt, in den Culm zu reihen.[50]

2. Mauch Chunk ist der Kohlenkalk (II, 294); er bildet von Neu-Fundland bis zum Ende der Appalachien ein leicht kennbares marines Glied und fehlt nur in Pennsylvanien und Theilen Virginiens.

3. Pottsville (Millstone Grit) liegt in einzelnen Strecken discordant auf dem Kohlenkalk. Bei Pottsville, Penns., wo keine Discordanz vorhanden ist, erwähnt D. White an der Obergrenze

des Mauch Chunk noch Pflanzen, wie Aneimites u. A., die zum Culm gehören dürften. Die unteren Pottsville-Flötze (Lower Lykens in Pennsylvanien) führen die Flora von Ostrau, während in den höheren (Upper Lykens) schon die Vertreter der Flora von Schatzlar (untere Westphälische Stufe) erscheinen. Dieser oberen Gruppe gehört die von Dawson einst für erisch gehaltene Flora von St. John in Neu-Braunschweig an. Der Millstone grit von Canada gehört auch in diesen Horizont. Er lässt sich bis Alabama verfolgen.[51]

4. Allegheny (lower Coal Measures Rogers). Diese wichtige Stufe liegt im Westen, z. B. in Missouri und Jowa, transgredirend auf erodirten Kohlenkalk oder noch älteren Gesteinen. Ihre Flora erscheint in dem nördlichen Anthrazit-Gebiete (Flötze *C* und *D*), im bituminösen Revier Pennsylvaniens (Cannelton), in Virginien (Theile der Kanawha-Flötze), ferner im Westen in Illinois (Mazon Creek), Missouri (Henry County),[52] Kansas (Lansing-Flötze)[53] und in den Indian-Territories (Grady-Kohle).[54] Sie entspricht der Schatzlar-(Westphälischen-) Flora Europas, und zwar wie es scheint auch ihren besonderen Unterabtheilungen. So hat D. White die Uebereinstimmung von Henry County mit Zeiller's Westphalien moy. et sup., namentlich mit der Zône de Bully—Grenay der Flötze von Valenciennes gezeigt, während die *E*-Kohle des nördlichen Anthrazit-Gebietes dem Horizont von Geistlautern und *G* schon den Ottweiler Schichten entsprechen würden. Die Grady-Kohle würde dem tieferen Theile von Schatzlar gleichstehen. Man hat allen Grund, das Erstaunen D. White's über die Gleichartigkeit der äusseren Lebensverhältnisse zu beiden Seiten des Ocean's zu theilen.

5. Conemaugh (lower barren Measures) und 6. Mononghela (upper productive Measures) sind die Vertreter des europäischen Ober-Carbon (Stefanische Stufe, Ottweiler Schichten). Eine Bank von Crinoidenkalk in Conemaugh wird als das letzte Vordringen des Meeres aus Südwesten angesehen. Dieses ist die Zeit der Abschnürung des Meeres. Im Nordosten haben die marinen Einschaltungen schon mit dem Abschlusse des Mauch Chunk geendet; im Südwesten dauern sie, zumeist als brachiopodenreiche Fusulinenkalke, an. Die Flora von Mononghela ist in Nova Scotia (Joggins) und ebenso in Kansas (Le Roy Shales) und in den Indian-Territories des Südens (Mc Alester-Flötze) bekannt.

7. Dunkard (upper barren Measures) ist permisch. Das grobe rothe New Glasgow-Conglomerat, das auf Nova Scotia transgredirend auftritt, von kleinen Flötzchen begleitet ist und mit rothem Sandstein über die Strasse von Northumberland auf die grosse und ebene Prince Edward-Insel fortsetzt, wird von Poole als permisch bezeichnet.[55] Auf Pr. Edward wurden in dem Sandstein, der früher als Trias galt, Ulmannia, Walchia und andere Pflanzen des Rothliegenden gefunden. In dem typischen Dunkard, in SW.-Pennsylvanien, Ost-Ohio und Theilen von West-Virginien traf D. White von den mit Europa gemeinschaftlichen Pflanzen nur solche des Unter-Rothliegenden (Kuseler Schichten).[56] Marine Einschaltungen treten erst in Texas auf. Eine der fremdartigsten Thiergattungen, Cope's Naosaurus aus dem rothen Perm von Texas, wurde in einer allerdings weit kleineren Form von A. Fritsch in der permischen Gaskohle Böhmen's gefunden.[57] Aehnliches ergibt sich aus der von Handlirsch erwiesenen, schlagenden Uebereinstimmung der Entwickelungsreihe und der einzelnen Gruppen der carbonischen Insecten Europa's und America's von Lower Lykens bis zur obersten Grenze.[58]

Die Appalachien bis zum Mississippi. Dieses mächtige Gebirge verräth seine Zugehörigkeit zu den Altaiden durch seine Lage, durch Rias-Küsten, die Anschluss verlangen, im Nordosten und freie Enden im Südwesten, durch die Gleichzeitigkeit der Discordanz an der Basis des Culm und den Abschluss des Aufbaues vor dem Eintritte der Ottweiler Flora oder des Perm.

Das Gebirge besteht aus mehreren Theilen oder Kulissen. Gegen das Ende der Halbinsel Gaspé findet ein völliges Umschwenken des Streichen's aus dem normalen SW. gegen OSO. statt, welches durch Bohrungen auf Erdöl im Devon erwiesen wurde.[59] Die Insel Anticosti gehört zum Saume des canadischen Schildes. Von der nördlichen Hälfte des Long Range auf Neu-Fundland gilt das Gleiche. Auf diese Art entsteht eine eigenartige Umrandung des S. Laurenz-Golfes.

Neu-Fundland besteht O. von der Long Range aus eng gedrängten Falten von vorcambrischen bis carbonischen Gesteinen, oft durch Druck verändert. Die Rias-Küsten im Norden und im Süden der grossen Insel sind der Ausdruck dieser Faltungen.

Das Carbon, hier gebildet von dem Conglomerat des Horton (Culm), dem marinen Kohlenkalk begleitet von Gyps, dem Mill-

stone Grit und der flötzführenden Serie, erscheint im Südwesten um S. George-Bay und Port-à-Port-Bay. Die Pflanzen, die Dawson von S. George-Bay anführt, sind zum grossen Theile wohlbekannte europäische Vertreter der Flora von Schatzlar (Sphenopt. Hoeninghausi, Pecopt. abbreviata, Alethopt. lonchitica u. A.).[60] Diese Carbon-Schichten setzen landeinwärts an der Ostseite der Long Range gegen NNO. fort und reichen jedenfalls bis nahe an das nördliche Ende des Grand Pond (49° n. Br.). Nach Murray's Angaben muss man aber vermuthen, dass ihre Spuren in der gleichen Richtung noch viel weiter kennbar sind, und zwar bis Cap Rouge und Fox Cape an der Westseite der White Bay (nahe 51° n. Br.).[61]

Hienach gewinnt es den Anschein, als ob vor der Grenze gegen das Vorland ein flötzführender Carbonzug vorhanden sei. White Bay könnte dann der Stelle entsprechen, an welcher die Flötze des armoricanischen Saumes wieder aus dem Ocean hervortreten würden.

Nach Dana's vielfach bestätigter Annahme ziehen die Falten Neu-Fundland's gegen Cape Breton.[62] Dies führt zu folgendem Gesammtbilde.

Als ein Theil eines innersten Zuges ist wahrscheinlich Sable Isl. (60° w. L., 44° n. Br.) anzusehen, das aus Unter-Carbon bestehen soll.

Ein erstes im Zusammenhange sichtbares Stück einer Kulisse sind die alt-palaeozoischen Gesteine, die in SO. Nova Scotia von der S. Mary-Bay schräge über das Land gegen NO. zur Chedabucto-Bucht streichen. Im Süden täuscht die Gestalt der Rias-Küste. Man möchte Str. S. annehmen, aber Bailey fand, dass die Falten gegen SW. und WSW. fortstreichen. Intrusive Granite, welche die Falten durchschneiden und fjordartige Querthäler bringen das Bild hervor.[63] Im Norden, in der Nähe der Chedabucto-Bucht, geht das Streichen mehr und mehr in ONO. über (I, 714). Gegen die Fundy-Bay legt sich auf Schichten mit Dictyonema unmittelbar die Horton-Serie, schon hier die discordante Transgression des Culm anzeigend, und ihr folgt ein ganz flach gelagerter Saum von Trias mit einem Saum von triadischem Trapp, der auf eine lange Strecke das SO.-Ufer der Fundy-Bay bildet. Weiter im Norden, in Cape Breton, sieht man nordwärts, d. i. gegen Neu-Fundland hin, auseinanderweichende Falten und hier erscheinen

auch die ersten Anzeichen von Flötzen. Das reichste Flötzrevier, Pictou, liegt an der NW.-Seite von N. Scotia, wo die Einschnürung des Landes beginnt. Die Flötze sind gefaltet; sie liegen über dem Millstone Grit, welcher der Pottsville-Stufe angehört. Wir rechnen sie daher, wie jene von der S. George-Bay (Neu-Fundland) und von S. John (jenseits Fundy-Bay) zum Horizont von Schatzlar (Upper Lykens). Im Ganzen scheinen die Synclinalen bei Pictou so sehr durch Abtragung gelitten zu haben, dass an die Stelle eines einheitlichen Flötzzuges vereinzelte Mulden treten. An ihrem Nordrande sind die Flötze von Pictou nach Fletcher's Bericht durch eine Dislocation neben Flötze im Conglomerat des Rothliegenden gesetzt, das discordant gegen das Carbon liegt.

Die Einschnürung im Süden der Northumberland-Strasse, quer über welche die Schichten streichen, ist offenbar von entscheidender Bedeutung für die Kenntniss des Baues. Hier muss der Aussenrand der Faltungen von Nova Scotia gesucht werden. Es ist eine sehr bemerkenswerthe Thatsache, dass hier, an der NO. Seite der Chignecto-Bay (NO.-Fundy-Bay) die mächtige von Dana beschriebene Carbon-Serie von Joggins die Ottweiler Flora enthält und flach gelagert ist.[64]

Die flache Lagerung wird daher in demselben Horizonte erreicht wie in den Altaiden.

Das weiter gegen NW. liegende Land hat in der That einen anderen Bau. Die anschaulichste Uebersicht hat Poole geliefert.[65]

Von dem nördlichen Ufer der Chaleurs-Bucht an wird die Küste von Neu-Braunschweig bis beinahe an das östliche Ende der Strasse von Northumberland nur von flach liegenden Schichten gebildet. Im Norden legt sich discordant Unter-Carbon auf die Falten von Gaspé und umgürtet zugleich in einem weiten, winkeligen Zuge, bis über Fredericton in das Land greifend und an der Baie Verte wieder das Meer erreichend, einen beckenförmigen Raum, dessen Nordseite die eben erwähnte flache Nordküste von Neu-Braunschweig ist.

Dieser ganze Raum ist erfüllt von einer „grauen Serie", die wenig mächtig ist und einige geringe Flötze führt, und über dieser vom Rothliegenden mit Walchia u. s. w. Das letztere setzt auf die Pr. Edward-Insel fort; das Meer ist hier sehr seicht und die Insel selbst nur ein Stück des flachen nördlichen Neu-Braunschweig. Einige flache, ONO. streichende Wellungen sind kennbar.

Im Süden liegt die graue Serie concordant über den Ottweiler Schichten von Joggins; sie entspricht dem Grenzgebiete von Carbon und Perm.

Gaspé mit Maine gehören einem anderen Gebirgstheile an. Neu-Braunschweig gleicht in gewissem Grade einem Vorlande von Neu-Fundland und Nova Scotia. Man wird annehmen dürfen, dass in der Nähe des Aussenrandes der Falten ein unterbrochener Zug von gefalteten Flötzen der Schatzlar-Stufe aus der S. George-Bay (Neu-Fundland) gegen Pictou (W. Nova Scotia) und möglicher Weise gegen St. John (Neu-Braunschweig) streicht. Culm (Horton-Serie) und Kohlenkalk liegen discordant sowohl in Neu-Fundland als in Nova Scotia und in Neu-Braunschweig. Das ist dieselbe Discordanz des Unter-Carbon, von der ein Beispiel aus dem Tian-shan angeführt worden ist (S. 2), die sich in die Sudeten und der Bretagne wiederholt. Die Ottweiler Flötze bei Joggins liegen flach; das Rothliegende ist nur von schwachen Sätteln durchzogen. Die Gebirgsbildung ist bis auf diese letzten geringen Wellungen von vorpermischem Alter. Dieser Synchronismus weist darauf hin, dass die Bewegungen der Altaiden sich über den Ocean fortgepflanzt haben.

Die Selbständigkeit des Stückes Gaspé-Connecticut wurde bereits erwähnt. Eine gewaltige Dislocation, die „Lawrence-Champlain-Fault", ist die Grenze gegen das laurentische Vorland. Das Vortreten eines Theiles des Vorlandes, zu dem die Adirondacks gehören, wird bestimmend für die Wendung dieser Grenze gegen Süd.[66]

Allem Anscheine nach streicht eine ziemlich einheitliche Anticlinale von alt-palaeozoischen Schichten von Gaspé her diesem Rande parallel durch die Shickshock-Berge.[67] Die europäischen Kennzeichen einzelner Faunulae in NO.-Maine sind bereits angeführt worden; auch hier herrscht Str. NO., doch treten an mehreren Stellen gegen die Mitte von Maine einzelne Gruppen vulcanischer Gesteine (Andesit, Rhyolith u. A.) zu Tage.[68] Das Innere des Landes ist wenig bekannt.

Indem die Grenze des Faltengebirges gegen das Vorland unterhalb Quebec in das Land tritt, nehmen die Falten mehr und mehr die Richtung gegen Süd. Die gepressten Gesteine ziehen an der Ostseite des Champlain-See's vorbei, dann von N.-York durch Vermont, Massachusetts bis Connecticut, wie dies Walcott im

J. 1888 auf einer Uebersichtskarte veranschaulicht hat.[69] Am Champlain-See und nahe südlich von diesem dürfte die Stauung am heftigsten sein. Dann wenden sich die einzelnen Kulissen mehr und mehr gegen SSW. und kreuzen schräge den Hudson.

Die Züge von Gneiss, die zu beiden Seiten des Connecticut-Flusses mit Str. NS. anlangen, bilden Dana's New Hampshire Range; ihnen gehören die Green Mountains an. Namentlich W. Massachusetts besitzt eine Reihe schöner Darstellungen dieser langen Züge, wahre Muster der Erforschung dynamisch hoch veränderter Ketten. In Emerson's Beschreibung von NW.-Hampshire trifft man mitten in diesen gepressten meridionalen Zügen den Graben des Connecticut-Flusses, in den Trias-Schichten mindestens 1600 M. tief eingesenkt sind.[70]

Nachdem sie die Adirondacks und den vortretenden Theil des Vorlandes umgangen, strömen die Gebirgswellen vorwärts und zugleich auseinander etwa wie im Ural, S. vom Plateau von Ufa (III, 461). Auch hier kann man erzwungene Virgation annehmen.

Am wenigsten wird die Ablenkung in den östlichen Zügen bemerkbar, als welche die Falten des Piedmont-Plateau anzusehen sind. In früherer Zeit wurde dieses Plateau für archaisch gehalten; jetzt darf man annehmen, dass es erst nach dem Culm gefaltet wurde. Schon wurden aus Massachusetts Culmpflanzen mit Graphit aus Glimmerschiefer erwähnt und im Süden, in Alabama, hat E. Smith Lepidostrobus in graphitischem, halbkrystallinischem Schiefer getroffen.[71]

Mathews hat das Piedmont-Plateau in Maryland, Bascom in Pennsylvanien geschildert.[72] Ein langer Zug von Gabbro zieht innerhalb des Plateau aus New York durch Delaware, Maryland und SO.-Pennsylvanien nach Virginien. Er ist vielfach verzweigt und dringt aus Gneiss bis in das Unter-Silur. Wo er Druck erlitten hat, treten grüne Hornblende und untergeordnet auch Biotit an die Stelle des Pyroxen.[73]

In den äusseren Falten ist die Ablenkung am bedeutendsten. Im SW. New York und bis in die Anthrazitfelder von NO.-Pennsylvanien tritt sie sehr deutlich hervor. Manche wunderbare Ueberschiebung ist die Folge und dabei entwickelt sich aus der erzwungenen Virgation die breite Sigmoide der pennsylvanischen Flötz-Reviere.[74]

Bailey Willis hat den Bau des Hauptstammes der Appalachien

zum Gegenstande von Studien gemacht, denen das Folgende entnommen ist.[75]

Die Falten und Wechselflächen erstrecken sich hier auf mehr als 720 Kilom.; die einzelnen Structurlinien sind ausserordentlich parallel und sehr lang; eine von ihnen erreicht 600 Kilom. Die Sättel fallen steil gegen NW. und flach gegen SO. ab; an ihrem NW.-Rande treten Wechselflächen auf. Obwohl beträchtliche Verschiebungen vorhanden sind, werden doch tiefere als cambrische Gesteine nicht sichtbar. Die Mächtigkeit der Sedimente, insbesondere des Devon, nimmt gegen SW. in beträchtlichem Maasse ab. Vier Typen des Baues werden unterschieden, und zwar: 1. Offene Falten (Pennsylvanien und O.-Virginien; d. i. das Gebiet der erzwungenen Virgation); 2. enge Falten (das sogenannte Thal der Appalachien, d. i. der Hauptsache nach eine Zone älterer palaeozoischer Sedimente vor der vorcambrischen Zone); 3. Faltung und Ueberschiebung auf Wechselflächen, d. i. Schuppen (S. Virginien, Tennessee, Georgien); 4. Faltung mit Schieferung, d. i. starke dynamische Einwirkung (diese Zone dürfte kaum zu trennen sein von der der Piedmont-Zone).

Von besonderem Interesse sind die Umstände, unter welchen die Faltung der äusseren Zonen (1 und 3) gegen Südwest in Schuppenstructur übergeht.

Bis zu zehn solcher Schuppen trifft man hintereinander im selben Querprofile der äusseren Zonen. Am Coosa-Flusse aber, S. von der Grenze von Georgia und Alabama, beugen sich die Ränder der beiden östlichsten Schuppen fast unter einem rechten Winkel um und treten weit über die ihnen vorliegenden westlichen Schuppen hinüber, die das normale SW.-Streichen mit leichter concaver Beugung beibehalten.

Aus der von Will. Hayes gegebenen Beschreibung ersieht man noch das Folgende. Die erste Wechselfläche (Rome Fault) ist ein Theil einer durch 440 Kilom. bekannten Linie; die Ueberschiebung beträgt mindestens 7 Kilom. Bei Resaca ist ein 3 Kilom. langes Fenster vorhanden, welches Carbon unter cambrischen Schichten zeigt. Einzelne Lappen treten über den Rand der Schuppe hinaus und liegen in kurzen Synclinalen zwischen secundär erzeugten Anticlinalen, die beiden Schuppen gemeinsam und jünger als die Ueberschiebung sind. Der Betrag der Ueberschiebung an der zweiten Wechselfläche (Cartersville Fault) ist

zum mindesten 17 Kilom.; vielleicht ist der Ueberschiebung eine Abtragung vorhergegangen.[76]

Die Erforschung des Cahaba Flötzrevieres, das gegen NW. liegt, durch Squire und seiner Umgebung durch Eug. Smith, dann Mc Calley's Beschreibung des Coosa-Revier's haben gezeigt, dass die Zahl der ähnlichen hintereinander folgenden Wechselflächen, so wie der Betrag der Dislocation sehr bedeutend sind.[77]

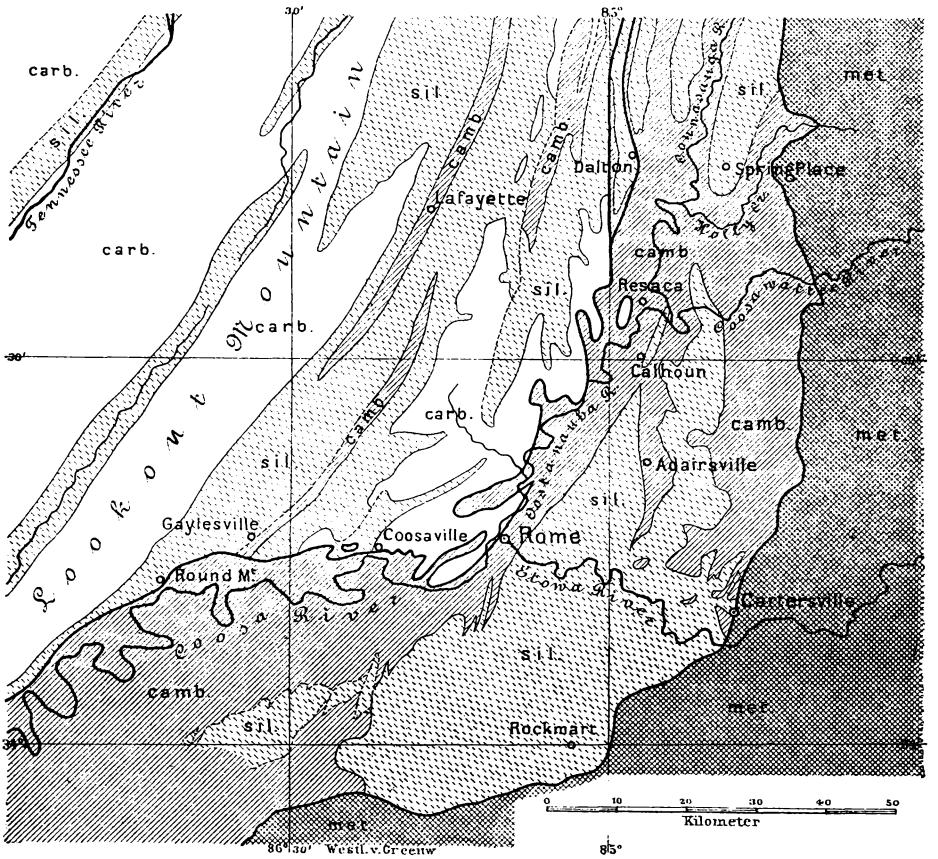



Fig. 10. Ueberschiebungen an der concaven Beugung der Appalachien. (Nach Will. Hayes.)

Von hier an wendet sich das Streichen gegen WSW. und bald verschwinden alle Falten unter der cretacischen Decke der Niederung des Mississippi.

An früherer Stelle (I, 717) wurde vor den Appalachien unter dem Namen Cincinnati Uplift eine lange flache Sattelbildung erwähnt, welche den Parma's des Ural verglichen wurde. SO. von Nashville, Tenn., entblösst sich in grosser Breite als die Unterlage des Flachlandes der unter-silurische Trenton limestone.

Gegen NO., durch Kentucky und bis an die Grenze von Ohio folgen weitere Entblössungen. Der Neigungswinkel ist allenthalben gering. Der Umstand, dass der Trenton limestone ölführend ist, hat zu Bohrungen geführt und man weiss jetzt, dass diese Entblössungen nur ein unvollkommenes Bild der langen unterirdischen Rücken geben. Der Hauptzug geht von Nashville gegen NO. Er besteht im Norden aus mehreren breiten Sätteln, welche nach und nach und bevor sie das W.-Ende des Erie-See's, etwa zwischen Sandusky und Toledo, erreichen, bereits zu grossen Tiefen hinabgesunken sind. Westlich von diesen zieht eine parallele, etwas stärker ausgesprochene unterirdische Anticlinale, die Limes- oder Findlay-Axe, gegen Sylvania an der Grenze von Michigan.[78] Endlich streicht ein breiter Rücken von Cincinnati nach Indiania und im Norden dieses Staates treten noch einige auffallend scharfe, domförmige Brachyanticlinalen zu Tage.[79]

Atlantische und Pacifische Merkmale. Die Ostküste Nordamerica's zerfällt in mehrere Abschnitte. Der erste umfasst die nackten laurentischen Küsten bis zur White-Bai in Neu-Fundland (51° n. Br.). Der zweite wird von den aus dem Ocean tauchenden Theilen der Appalachien gebildet und reicht etwa bis Martha's Vineyard (zwischen 42 und 41° n. Br.). Die dritte zeigt einen an die Innenseite der Appalachien discordant sich anschmiegenden, flach gelagerten Saum mesozoischer und tertiärer Sedimente. Dieser Saum weicht in Georgia und Alabama mehr und mehr landeinwärts zurück und gibt den jungtertiären und noch jüngeren Ablagerungen von Florida und Louisiana Raum.

*a)* In der Nähe des nördlichen Endes dieses Saumes, W. und SW. von Boston, sind carbonische, flötzführende Schollen grabenförmig an Brüchen in die Gesteine des Piedmont-Plateau versenkt. Die grösste bildet das knieförmige Narragansett-Basin; durch Rhode Island gelangt sein südlicher, meridional streichender Theil an das Meer. Seine Flötze entsprechen dem höheren Theile der Stufe von Schatzlar.[80]

Zu derselben Zeit haben in Europa auf der gleichfalls bereits abgetragenen Innenseite des variscischen Baues beträchtliche limnische Transgressionen stattgefunden (II, 312), so namentlich in Böhmen. Im Saargebiete fand Versenkung in einen Graben statt, wie in jenen von Narragansett.

*b)* Das Newark-System wird von ausgedehnten Schollen

pflanzenführender Sedimente gebildet. Auf Grund von Fontaine's Arbeiten konnte Stur die Uebereinstimmung ihrer Flora mit jener der deutschen Lettenkohle, insbesondere aber mit jener von Lunz in den Ostalpen nachweisen.[81] Hiezu fügt sich das Auftreten der Crocodilier-Gattung Belodon des deutschen oberen Keuper's in den Newark-Schichten. Ebenso deuten mit Semionotus verwandte Fische (Catopterus) eher auf oberen Keuper.

Das Newark-System zieht vom Haupte der Bai von Fundy als eine lange Reihe zumeist gegen SW. gestreckter Schollen, beiläufig dem Streichen der Appalachien folgend, durch 960 Kilom. bis an die Grenze von N.- und S.-Carolina. Davis, Darton, Russell, Hobbs und andere Forscher haben es zum Gegenstande ihrer Untersuchungen gemacht und Russell hat alle älteren Ergebnisse vereinigt.[82] Die 170 Kilom. lange, von N. gegen S. gestreckte Scholle, in welcher ein Theil des Connecticut-Flusses liegt, und die bei New-Haven an das Meer tritt, ist, wie bereits gesagt wurde, in einen Graben versenkt. Dasselbe gilt von der flötzreichen 50 Kilom. langen Scholle von Richmond, und viele andere sind von Verwerfungen umgrenzt oder durchschnitten. Mit dem Newark-System stehen basische Eruptiv-Gesteine in Verbindung, die bald als steile Gänge, bald als intrusive Lagergänge und bald als effusive Decken auftreten. Der Rand einer solchen Decke bildet, gegen NW. geneigt, in der Breite von 8—16 Kilom. und auf die Länge von 190 Kilom., den Ostrand der Fundy-Bai und auch Digby-Neck, einen schmalen Streifen, der einem Lido gleich die St. Mary's-Bai abgrenzt. Ein intrusiver Lagergang, die Schichten schräge durchschneidend, bildet die Pallisaden am linken Ufer des unteren Hudson; in der Nähe der Stadt New York wird er 260 M. mächtig. Lewis hat durch Pennsylvanien einen Gang 144 Kilom. weit verfolgt; er streicht nach Williams vielleicht noch 48 Kilom. weiter in Maryland fort.[83] Im Süden, wo die Newark-Sedimente nicht vorhanden sind, lassen sich diese Gänge noch bis nach Alabama verfolgen; hier folgen sie mehr und mehr dem Streichen der allgemeinen Faltung. Die südlichste Grenze der Sichtbarkeit ist durch die cretacische Ueberlagerung gegeben; sie ist von dem nördlichsten Vorkommen in der Fundy-Bai 1600 Kilom. entfernt; die Breite der Zone, welche diese basischen Gänge und Decken einnehmen, wird von Russell auf etwa 320 Kilom. veranschlagt.

*c)* Potomac-Zone. Die erwähnten Carbon- und Newark-Schollen führen keine Seethiere und lagern auf den Gesteinen des Piedmont-Plateau. Erst ausserhalb dieser Schollen beginnt der flach gelagerte atlantische Saum. Seine Hauptglieder sind:

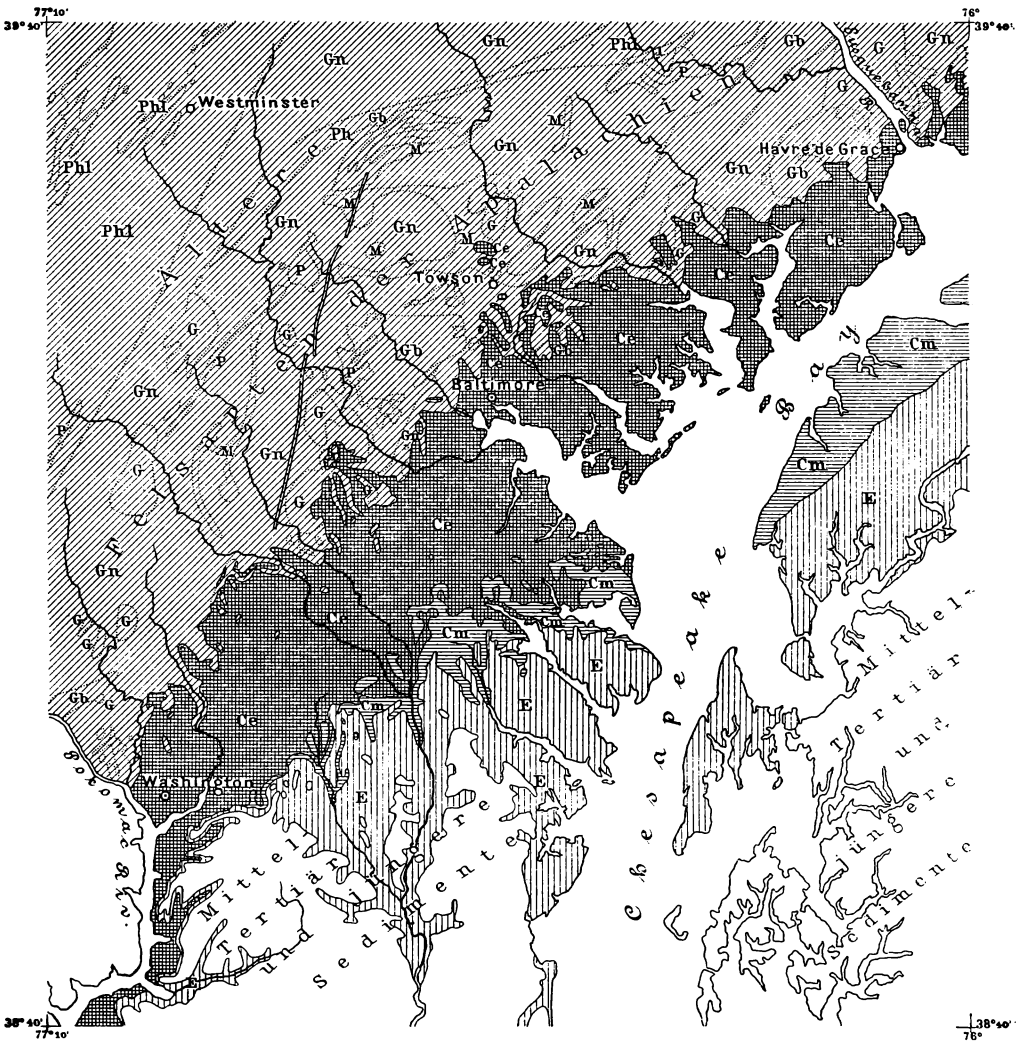



Fig. 11. Der atlantische Saum zwischen Washington und Baltimore.
(Nach der geol. Karte der Landesaufnahme von Maryland.)
*Gn* = Gneiss und Glimmerschiefer; *Ph, Phl* = Phyllit und Kalkstein (veränderte palaeozoische Gesteine); *M* = Marmor; *G* = Granit; *Gb* = Gabbro; *P* = Peridotit und Serpentin; *Ce* = Unter-Kreide = Potomac; *Cm* = Marines Senon; *E* = Eocän.

die Potomac-Group, die Raritan-Formation (Amboy Clays), die marine senone Transgression und die marinen Tertiär-Schichten. Allerdings sind noch manche Strandverschiebungen gefolgt, aber im Grossen entspricht dieser Saum dem heutigen Umrisse des Continentes, bis er im Süden gegen West zurückweicht.[84]

Er besteht aus tieferen Gliedern (Potomac und Raritan), die nur Landpflanzen und einige wenige Reste von Reptilien geliefert haben und öfters im Ganzen als die Potomac-Zone angeführt werden, und aus höheren, durchwegs marinen Gliedern.

An der Grenze von Jura und Kreide stellt sich im mittleren Europa eine negative Phase ein (II, 350). Noch in Polen, nahe der deutschen Grenze bei Thorn, hat Michalski den Cyrenen-Mergel des Weald nachgewiesen.[85] Im Norden von Frankreich und in ganz England kennt man Meeres-Ablagerungen des unteren Neocom nicht. An der Charente und in Portugal erreicht der Wealden den Ocean. Die Erfahrungen lehren, dass die Grenze zwischen Jura und Kreide so zu ziehen ist, dass die brackischen Schichten des Purbeck noch zum Jura, dagegen Hastings-Sand und Wealden dem unteren und vielleicht theilweise noch dem mittleren Neocom zufallen.

Die Bildung der Potomac-Zone hat in dieser negativen Phase begonnen. In Maryland liegt zu unterst Arkose, dieser folgen Thone. Die tieferen Schichten führen eine Wealden- und Neocom-Flora. Höher liegt die Raritan-Formation. Ein Besuch der portugiesischen Vorkommnisse, in welchen Choffat und Saporta die Verbindung von cretacischen Landfloren mit Meeresfaunen kennen gelehrt hatten, gestattete Ward den Nachweis, dass die Raritan-Flora dem Vraconnien, d. i. dem Grenzgebiete von Gault und Cenoman, entspricht.[86]

Die Potomac-Flora ist von Philadelphia südwärts durch Maryland bis N.-Virginien bekannt. Weit südlichere Vorkommnisse werden noch zu erwähnen sein. Die Raritan-Flora erstreckt sich von Martha's Vineyard nach Maryland. Ward hat gezeigt, dass sie identisch ist mit der Flora der unter ähnlichen Verhältnissen auftretenden Tuscaloosa-Formation in Alabama.

*d)* Ueber diesen inneren, nicht marinen Saum tritt die Marine Transgression des Ober-Senon. Von Martha's Vineyard her zieht sie durch die Carolinen, durch Georgia und Alabama, dann quer über das Streichen der Appalachien in das Mississippi-Thal einschwenkend (I, 368, Fig. 37; II, 385).

Nun wendet sich der innere Theil des Saumes gegen Nord, bis über die Mündung des Ohio, und N. von 37° beugt er sich gegen SSW., auf diese Art die Niederung des Mississippi umfassend. In diesen Gegenden, in SO. Missouri und NO. Arkansas

sieht man nur den fortlaufenden Abfall des älteren Gebirges. Er zieht gegen SW. über Little Rock (Ark.) hinaus; dann, etwas N. von 34°, tritt eine Aenderung ein. Der tertiäre Gürtel verfolgt die Richtung SW. bis über den Rio Grande nach Mexico, der innere Rand der Kreideformation aber wendet sich ziemlich gradlinig gegen West. Er streicht am Südfusse des Ouachita-Gebirges und nahe parallel dem Red River durch die Territorien der Chocktaw- und Chickasaw-Indianer und durch Oklahoma bis über den 100. Meridian. In diesem breiten Raume und bis zu den Cordilleren von Neu-Mexico erheben sich die Tafelberge der Kreideformation von Texas.

Durch die Untersuchungen Rob. Hill's und seines Mitarbeiters Vaughan ist ein anschauliches Bild dieses ausgedehnten Gebietes geschaffen worden.[87] Texas (688.340 Quadratkilom.) ist grösser als Oesterreich-Ungarn (625.557 Quadratkilom.), das Deutsche Reich (540.484 Quadratkilom.) oder Frankreich (536.408 Quadratkilom.). Die flachgelagerte Kreide allein nimmt mit Hinzurechnung eines jenseits des Red River gelegenen Streifens 440.000 Quadratkilom. ein. Im Osten taucht sie normal unter den tertiären Saum. Im Westen wird sie ergriffen von den Faltungen der Cordillere und setzt mit wenig veränderten Merkmalen in Mexico fort. Gegen Norden breitet sie sich in vereinzelten Schollen über Kansas und Oklahoma. Da aber in ihrem tiefsten Gliede, den Trinity-Sands, die Neocom-Flora von Potomac auftritt,[88] und ihre höchsten Bänke dem Ober-Senon von Maryland gleichstehen, ergibt sich, dass die gesammte mächtige Schichtfolge der texanischen Kreide in einem Zeitraume entstanden ist, welcher dem atlantischen Saume von Maryland und New Jersey gleichsteht und dass sie nur eine Ausbreitung und Anschwellung dieses Saumes ist. Aptien und insbesondere eine mächtige Vertretung von Cenoman haben sich eingeschaltet.[89]

Die Kreidekalke von Texas wurden durch Erosion in Tafelberge aufgelöst. Diese sind: *a)* Llano Estacado, im Norden durch den Canadian River, im Westen durch den Pecos begrenzt; *b)* seine SO.-Fortsetzung, Edwards-Plateau, südwärts begrenzt durch das Balcones-Escarpment, welches einer Zone von Verwerfungen entspricht, die sich noch weit über den Colorado-Fluss gegen NNO. verfolgen lässt; *c)* W. vom Pecos das kleine Stockton-Plateau, das bis an die Cordilleren reicht; endlich *d)* die zusammenhängenden Massen der Lampasas Cut Plain und der Grand

Prairie, der die nördliche Randzone am Red River zufällt, und die durch einen langen Abfall sich abtrennende Black-Prairie. Dazu kommen gegen W. und NW. einzelne an den Cordilleren haftende, zum Theil aufgerichtete und hochliegende Schollen.

Die grossen Tafeln *a*, *b* und *d* umfassen einen weiten, in der Mitte von Texas gelegenen Raum, dem sie durch Abtragung erzeugte Ränder zukehren und in welchem die Unterlage der Kreide sichtbar wird. In Burnet County, oberhalb Austin am Colorado, treten alte Felsarten hervor. Nach Comstock's Angaben trifft man archaischen Gneiss und gneissartigen Granit, Str. N. 75° W., ferner steilgestellte vorcambrische Schiefer, Str. vorwaltend N. 36° W.[90]

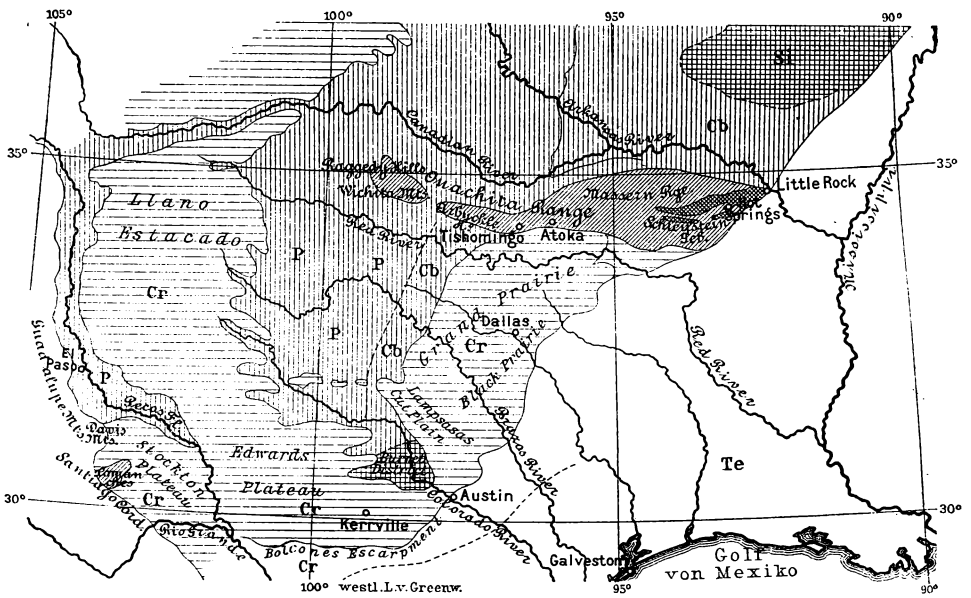



Fig. 12. Die Kreidetafeln von Texas (nach Rob. Hill).

Bohrungen auf der Höhe des Edwards-Plateau erreichten SW. von Fredricksburg schon in 55 M. (457 M. Seehöhe) unter der Kreide Granit, und noch bei Kerrville, 85 Kilom. SW. vom Colorado in 381 M. (etwa 152 M. Seehöhe).[91]

Auf dieser alten Masse liegt im Thale des Colorado flach und discordant cambrischer Potsdam-Sandstein.[92] Die Burnet-Masse ist keine Fortsetzung der Appalachien, sondern ein Monadnock, d. i. ein Rücken der Unterlage, in diesem Falle entstanden aus einer unvollständigen Abtragung eines älteren Gebirges, welche, wie die Abtragung des canadischen Schildes, sich schon vor dem Potsdam-Sandstein vollzog.

Diesem Sandstein folgt Silur, dann Unter-Carbon. Höheres Carbon umgibt einen Theil der alten Masse und breitet sich gegen Norden aus.[93]. In flacher Lagerung erscheint es längs des W.-Fusses der Lampasas Cut Plain und der Grand Prairie von 31° 30′ bis 33° 30′; unter der letzteren ist es noch 64 Kilom. vom Rande unter der Kreide erbohrt worden. (*Cb* Fig. 12.)

Westlich von dieser Carbon-Zone gelangt man in immer jüngere Schichten. Alles ist flach gegen West geneigt. Erst werden höhere Glieder des Carbon erreicht, dann permischer rother Sandstein und Mergel. In diesen finden sich in verschiedenen Horizonten die merkwürdigen, von Cope beschriebenen Reptilien und in einem der höheren Glieder erscheint eine marine Fauna (Popanoceras, Medlicottia u. A.), die dem americanischen Osten ganz fremd ist.[94] Noch höher folgt rother Thon mit Gyps, durch Pleurophorus das permische Alter anzeigend. Diese rothen Lagen umschliessen einen nicht geringen Theil des oberen Colorado wie des oberen Red River und haben beiden Flüssen die Namen gegeben. Die Zuweisung der höchsten, westlichsten Schichten zur Trias beruht nur auf fossilen Hölzern. (*P* Fig. 12.)

Texas zeigt daher unter einer flach gegen O. oder SO. geneigten cretacischen Schichtfolge eine andere, ältere Serie, die flach gegen W. geneigt ist. Die allenthalben sehr geringe Neigung ist eine ursprüngliche und seit dem cambrischen Potsdam-Sandstein ist ausser einigen Verwerfungen keine tektonische Störung sichtbar. Schaukelbewegungen des ganzen Continentes wurden vermuthet, aber eine einfachere Erklärung entspricht besser der Sachlage.

Längst haben Le Conte, Dana u. A. erkannt, dass gewisse pacifische Merkmale sich auf die Ostseite der Cordillere erstrecken. Perrin Smith spricht geradezu von einem pacifischen Carbon- und Perm-Meere in Arkansas.[95] Dagegen schaltet sich die ganze texanische Kreide in den schmalen atlantischen Saum des Nordens ein und sie ist eine atlantische Bildung. Die innere Ebene von Texas zwischen Llano Estacado und Grand Prairie ist gleichsam ein Fenster, in dem unter der östlich geneigten atlantischen Serie die westlich geneigte pacifische Serie sichtbar ist.

Die pacifischen Sedimente ziehen weiter gegen Nord, nach Oklahoma und Kansas, aber ihre pacifischen Merkmale gelten nur für die Meeresfauna. In Kansas erscheint schon nahe unter

den typischen Red beds Callipteris conferta, das Anzeichen der permischen Dunkard-Flora, die in W.-Virginien, SW.-Pennsylvanien und bis Neu-Braunschweig das europäische Unter-Rothliegende vertritt. In Deutschland möchte man von dieser Schichtfolge sagen, sie sei die postvariscische Decke. Indem sie das Ouachita-Gebirge, N. vom Red River, discordant umgibt, zeigt sie sein vorpermisches Alter.

Wir begeben uns um 8—10 Breitegrade weiter nach Nord, wo zwischen 43 und 45° n. Br. in Minnesota die westliche Umrandung des canadischen Schildes sich unter glacialen Aufschüttungen verbirgt. In 96° 30′ w. L., an der Grenze dieses Staates gegen S. Dakota, tritt am grossen Sioux-Flusse alter Quarzit, an einer nördlicheren Stelle auch Granit unter der Aufschüttung und unter cretacischen Lappen zu Tage. Auch noch weiter gegen West, mindestens bis 98° 30′, verrathen Bohrungen alten Quarzit und Granit unter dem wasserführenden Dakota-Sandstein.[96]

Noch weiter westlich, zwischen Meridian 103 und 104, gelangt man an die Black Hills (I, 719). Wir folgen den neueren Angaben von Ward und Darton.[97] Ueber altem Granit und Schiefer liegt, wie in der Burnet-Masse, discordanter cambrischer Sandstein. Diesem folgt Kohlenkalk, dann eine rothe Serie mit Gyps und Bakevellia, ganz ähnlich dem Perm von Kansas und Texas. Ueber ihr lagert eine ausgesprochen pacifische Bildung, nämlich jurassischer Sandstein mit Cardioceras (Sundanee-Stufe). Ueber petrefactenleerem Sandstein folgen die mergeligen Schiefer der Atlantosaurus-Beds, welche die riesigen Reptilien geliefert haben und von Marsh als jurassisch bezeichnet wurden.

Den Atlantosaurus-Beds folgt eine Zeit der Erosion und die Auswaschungen waren so bedeutend, dass bauwürdige Flötze mit der Flora des unteren Potomac (Lakota-Stufe) in sie eingelagert wurden. Damit beginnt die Schichtfolge des atlantischen Saumes. Der Gegensatz von pacifischen und atlantischen Bildungen ist auch hier auf die Meeresablagerungen beschränkt. Es ist das Zeitalter des Wealden und Neocom und zugleich der Ausdruck der negativen Phase zwischen Jura und Kreide, die hier ganz so deutlich ist wie z. B. in Purbeck.

Wälder von Cycadeen haben auch hier ihre Spuren zurückgelassen. Höher oben liegt im Dakota-Sandstein der Laubwald

begraben. Dann folgt auch hier die Transgression der marinen oberen Kreide.

Wir wollen vorläufig nicht weiter gehen. Es sollte nur durch den Vergleich des atlantischen Saumes im Osten mit dem Fenster in Texas und der Einlagerung der Potomac-Flora (Lakota-Stufe) in Erosionen der Black-Hills von Neuem erinnert werden, von wie ausserordentlicher Erstreckung und Gleichartigkeit die Phenomene sind, welche die Abgrenzung der Formationen vorzeichnen.

Appalachien jenseits des Mississippi. Als im J. 1888 der erste Bericht der geologischen Aufnahme von Arkansas erschien, meldete er den Bestand eines 600—700 M. erreichenden Höhenzuges, welcher, S. von Little Rock beginnend, sich von nahe 92° bis 100° w. L. erstreckt, dabei die Wasserscheide zwischen Canadian-Arkansas River im Norden und dem Red River im Süden bildend. Branner nannte ihn das Ouachita-Gebirge. Keine Karte hatte bisher ein auch nur annähernd richtiges Bild gegeben. Man verzeichnete höchstens weit im Westen, in Oklahoma, den durch ältere Expeditionen bekannten Mt. Scott. Die Beobachter, welche dieses Gebirge besuchten, Branner, Hill und Griswold, staunten über die Aehnlichkeit mit den Appalachien. Man sah die nach Nord gerichtete Faltung, wie sie der Wendung der Appalachien entspricht; man sah das gefaltete Carbon und Wechselflächen in demselben und daneben das ungefaltete, rothe Perm. Nur darüber herrschte Meinungsverschiedenheit, ob das Ouachita-Gebirge als eine Fortsetzung der Hauptkette der Appalachien oder, wegen seiner um ein Geringes nördlicheren Lage, als ein verstärktes Hervortreten der Falten des Cincinnati-Uplift anzusehen sei.[98]

Das Gebirge streicht erst gegen West, dann wendet es sich bis N. 70° W. Im Osten ist es dicht bewaldet, im Westen ganz baumlos und von hohem Gras bedeckt. Es besteht aus drei Kulissen. Die erste und ausgedehnteste ist das Ouachita-Gebirge im engeren Sinne, Hill's Massern-Range; die zweite bilden die orographisch mit der ersten ziemlich nahe verbundenen Arbuckle-Mountains; die dritte, durch eine Lücke von 40—50 Kilom. horizontaler, rother, permischer Gesteine getrennt, sind die Wichita-Berge; zu ihnen gehört Mt. Scott.

Der Kern der östlichen Kulisse, der Massern-Range, ist das Schleifstein-Gebirge (Novaculite-Range). Südlich von Little

Rock wird es vom Gebirgsrande schräg durchschnitten und nimmt etwa 45 Kilom. dieses Randes ein. Von da zieht es, keilförmig an Breite abnehmend, durch mehr als 160 Kilom. gegen West, von zahlreichen kleineren Nebenfalten begleitet. Es ist weniger widerstandsfähiges, untersilurisches Gestein, begleitet von Lagen von kieselreichem Schleifstein, welcher, steil aufgerichtet, jede der zahlreichen Falten in scharfen Zickzack-Linien hervortreten lässt. Griswold hat davon eine Karte geliefert.[99]

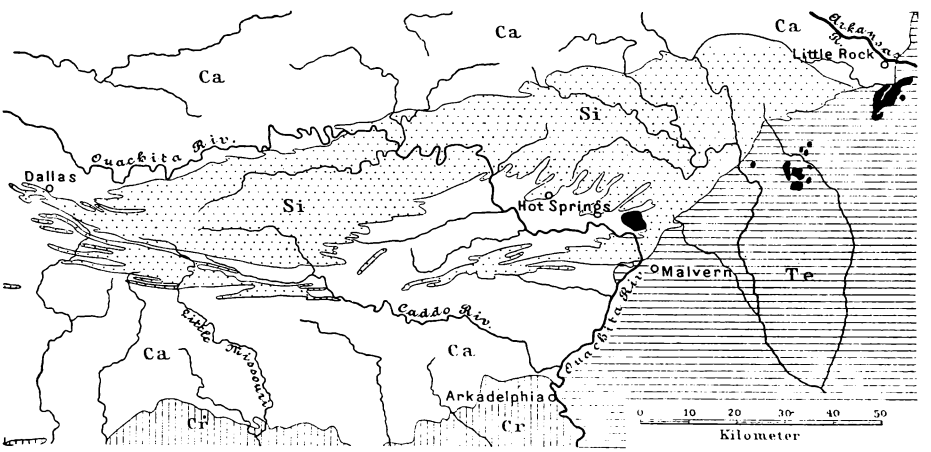



Fig. 13. Das Schleifstein-Gebirge (nach Griswold).
Die schwarzen Stellen bedeuten alte Intrusiv-Stöcke.

Im Norden und im Süden ist das Schleifstein-Gebirge von einem mächtigen Mantel von Carbon begleitet, der bei Atoka im Gebiete der Choctaw-Indianer das westliche Ende umgibt. Auch er ist gefaltet; Ueberfaltung ist gegen Nord gerichtet und der Flötzreichthum hat genauere Untersuchung veranlasst. Die Nordseite ist von Winslow, Drake und auf das Ausführlichste von Taff, die Südseite von Ashley beschrieben worden. Man kennt unter- und obercarbonische Meeres-Ablagerungen, auch die Flora von Schatzlar und die Ottweiler Flora.[100] (*Ca* Fig. 13.)

Das Querprofil von N. gegen S. ist Folgendes.

Nördlich vom Arkansas-Flusse liegen die Boston-Berge aus Kohlenkalk; sie sind eine Fortsetzung der horizontalen Serie von S.-Missouri. Nach Winslow's Profilen neigen sie sich in flacher Flexur zum Flusse herab. Südlich vom Flusse folgen die bewaldeten Rücken des nordwärts gefalteten Carbon, hierauf die zackigen Linien des Nordrandes des Schleifstein-Gebirges, seine minder widerstandsfähige untersilurische Mitte, die gleichen Linien

des Südrandes, dann die bewaldete südliche Carbonzone, und an diese schmiegen sich, nahe N. vom Red River, die Trinity-Sande als der Beginn der Kreide.

Hart am Südrande des Schleifstein-Gebirges, zwischen Hot Springs und Malvern, aber noch N. von einem Nebenzuge von Schleifstein-Kämmen, befindet sich der zuletzt von Washington beschriebene Stock des Magnet-Cove, aus einer mannigfaltigen Reihe eruptiver Felsarten bestehend, welche, gegen die Mitte basischer, in ihrem Centrum eine Masse von Magnetit zeigen.[101]

In der tertiären Ebene, S. und SW. von Little Rock, liegen ferner zwei Stöcke von Eläolit-Syenit, Fourche-Mountain und Bryant; Hayes hat sie wegen ihres Reichthumes an Bauxit untersucht.[102]

Die Arbuckle-Berge sind durch das Carbon mit der Massern-Range verbunden. Sie bestehen nach Taff aus mehreren von streichenden Verwerfungen begleiteten Horsten von vorcambrischem Granit mit einer palaeozoischen Umsäumung. Diese Horste sind der Rest eines Gebirges, welches an der Grenze des Unter-Carbon und der Stufe von Schatzlar gefaltet worden ist. Conglomerate wurden discordant aufgelagert, und am Schlusse des Ober-Carbon mit Ottweiler-Flora trat nochmals beträchtliche Faltung ein. Perm und Kreide sind ungestört.

Die Gesammtlänge beträgt über 90 Kilom.[103]

Noch weiter gegen NW. liegen die gleichfalls etwa über 90 Kilom. langen, gegen N. 70° W. sich erstreckenden Wichita-Berge.[104] Sie bestehen aus einer sehr grossen Anzahl vereinzelter längerer und kürzerer steiler Rücken und Kuppen; Taff zählt ihrer 250. Ihre nordwestlichen Gruppen werden auch Raggedy-Mountains genannt. Der bei Fort Sill beginnende Hauptzug zeigt nur vorcambrischen Granit und Gabbro; der letztere ist das ältere Glied. Gegen NO. liegt ein paralleler Zug, welcher die palaeozoischen Sedimente der Arbuckles fortsetzt. Rothes Perm bedeckt discordant einzelne Rücken.

In 35° n. Br., 99° 28′ w. L., 9 Kilom. W. vom North Fork des Red River, verzeichnet Taff die letzte Granit-Kuppe. Hier versinkt einer der letzten Zweige der westlichen Altaiden unter die wasserlose Ebene, nachdem noch in den Arbuckles die für Altaiden bezeichnenden Discordanzen und die lange Zone von Flötzen sich gezeigt haben.

Ein zweiter Zweig wird weiter im Süden sichtbar.

Zwischen dem Rio Grande und dem Pecos streichen langgestreckte Sierren herab. Ihre Richtung ist im Norden NS., dann SSO., endlich SO. Zwischen 31° und 30° 30′ n. Br. ragen nahe dem O.-Rande die 2500 M. hohen Davis-Mountains auf; sie bestehen aus jüngerem vulcanischem Gestein und enden gegen Süd mit einem steilen Absturze. Dann folgt bis in die Nähe des Rio Grande hinab die SO. streichende Sierra Santjago aus gefaltetem Kreidekalk. Der Fluss Pecos ist durch eine beträchtliche Strecke in den rothen permischen Thon eingegraben; weiter im Süden erhebt sich an seiner Westseite das Stockton-Plateau, das bereits als eine Fortsetzung des Edwards-Plateau genannt worden ist. Hier, nahe W. vom Pecos, berühren sich die horizontale Kreide von Texas und die gefaltete Kreide der Cordilleren.

Hill scheidet zwei Gebirgsstücke, Sierra Comanche und die weniger bedeutende S. Caballos als fremde Elemente aus. Sie liegen O. von der Cordillere und wären folglich noch dem Gebiete der Kreidetafeln zuzuzählen. S. Comanche streicht SW., und trifft in der Nähe von Marathon auf die SO. streichende, gefaltete Sierra Santjago. S. Comanche besteht aus N. fallendem palaeozoischem Kalkstein und Sandstein, auf welchem vielleicht noch flache Schollen von Kreidekalk ruhen. S. Caballos liegt gegen Süd; ihre Schichten stehen bei parallelem Streichen senkrecht und gehören muthmaasslich der Lower Helderberg-Stufe an. Gegen Süd begleitet sie ein Saum von flach gelagerter Kreide.[105]

Diese Sierren gehören nicht der grossen Cordillere an, denn ihre Richtung ist die entgegengesetzte und sie sind älter als die Kreide. Sie gehören auch nicht zu der Masse von Burnet, in welcher cambrische Sedimente horizontal liegen. Ihr Streichen führt nördlich von dieser Masse vorüber.

Hill erkennt in S. Comanche und in S. Caballos den Typus der Appalachien wieder. Hier, knapp am Rande der Cordillere von Neu-Mexico, wird er noch einmal sichtbar. In Bezug auf das Diablo-Plateau, eine schon innerhalb der Cordillere, jenseits der Davis Mountains liegende grosse Scholle von untercarbonischem Kalk, ist eine ähnliche Vermuthung ausgesprochen worden. Die Umstände sind aber weniger beweiskräftig und wir betrachten vorläufig S. Comanche als die westlichste Spur der Appalachien. Die Stelle des Zusammentreffens mit den mexicanischen Cordilleren liegt in 30° 15′ n. Br. und 103° 15′ w. L.

Im Norden, nördlich von Burnet, gegen die Ozark-Berge hin liegt ein breiter Raum, in welchem die palaeozoischen Sedimente grössere Mächtigkeit erreichen dürften. In diesem Raume sind die Appalachien in Gabelung auseinandergegangen. Westlich von dieser Gabelung sind die mächtigen Appalachien in vereinzelten Stücken von Kulissen erloschen. Dieses sind die freien Enden des längsten Astes der westlichen Altaiden.

Die intercarbonischen Bewegungen Central-Asien's haben sich bis hieher fortgesetzt. Die Wendung der Altaiden gegen Nord, welche am Asow'schen Horste eintrat, ist bis an die Cordilleren Neu-Mexico's maassgebend geblieben.

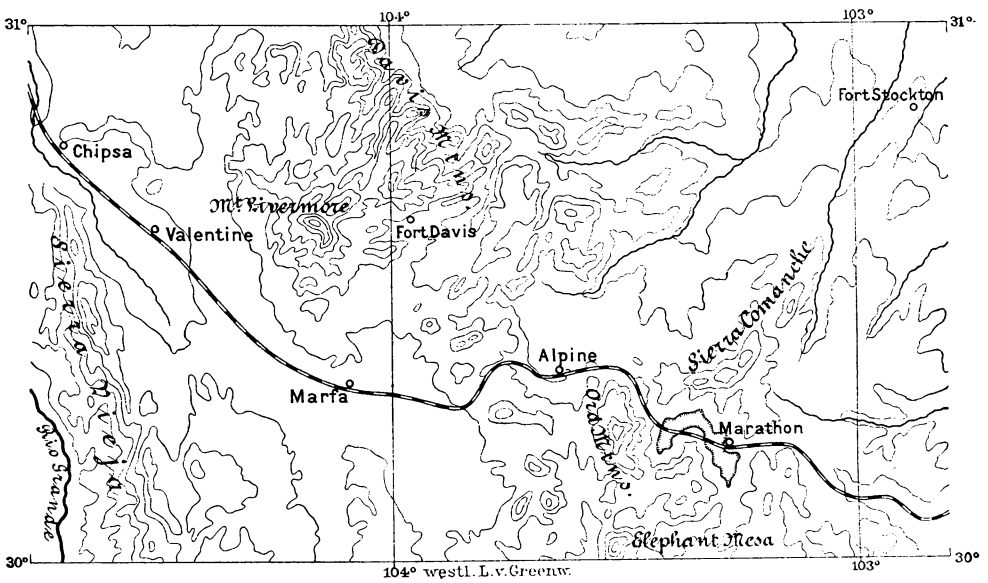



Fig. 14. Sierra Comanche und Davis Mountains (nach Rob. Hill).

Schluss. Die angeführten Erfahrungen werfen einiges Licht auf die Geschichte des Nordatlantischen Ocean's.

Ein ausgedehntes devonisches Festland, Eria, nimmt den Norden ein. Südlich von diesem erscheint im Osten eine Rias-Küste von der Dingle-Bay bis La Rochelle; der armoricanische Faltenbau taucht hier unter das Meer. Im Westen, in Neu-Fundland, zeigt sich eine ähnliche Rias-Küste; die Appalachien treten hervor. Wichita und Sierra Comanche sind ihre freien Enden.

Das armoricanische Gebirge und die Appalachien sind beide gegen Nord gefaltet. Indem das erstere mit den variscischen Falten in Europa gegen das Vorland vortritt, wird das ober-

carbonische Meer verdrängt; der Zechstein zeigt das erste Wiedereintreten des Meeres in die nördlichen Gebiete an. Indem in America die Falten der Appalachien sich ihrem laurentischen Vorlande nähern, wird schon vom Kohlenkalk aufwärts das Meer von Neu-Fundland bis weit gegen Süden herab dauernd verdrängt. Mesozoische und tertiäre Meeresbildungen fehlen auf der Nord- und Westseite der Appalachien.

Vergleicht man die Werke von Stur über die mährischen und schlesischen, von Zeiller über die nordfranzösischen, von Kidston über die britischen, von Dav. White über die nordamericanischen Carbon-Floren, so findet man eine erstaunliche Uebereinstimmung dieser Floren und ihrer Aufeinanderfolge vom Culm bis in das Rothliegende und von der Weichsel bis Oklahoma. Diese Uebereinstimmung gestattet zu sagen, dass an der Basis des Culm eine Discordanz in Europa vorhanden ist und dass diese auf Neu-Fundland, Neu-Braunschweig und Nova Scotia wieder erscheint. Auf der ganzen Strecke waren die Faltungen vor dem Perm abgeschlossen. Dieses lagert ungestört bis auf einige schwache Sättel, die von Neu-Braunschweig auf die Pr. Edward-Insel ziehen.

Auch Zwischenbewegungen lassen sich zu beiden Seiten des Ocean's vergleichen. Deutlich tritt hervor, wie die limnischen Transgressionen der Schatzlar-Zeit auf bereits abgetragene Theile der Innenseite des Gebirges, wie in Böhmen, an der Saar, im Central-Plateau und zur gleichen Zeit im Narragansett-Becken über die Aequivalente des Piedmont-Plateau's erfolgt sind. Im äussersten Osten, bei Ostrau, schliesst die Reihe der flötztragenden Schichten mit der Stufe von Schatzlar. Auf der ausserhalb des Flötzrevieres aufragenden devonischen Kuppe von Debnik bei Krakau liegt discordant der fremdartige pflanzenführende Kalkstein von Karniovice. Er enthält nach Raciborski die Ottweiler-Flora.[106] Sie ist hier von der Flora von Schatzlar durch physische Veränderungen getrennt. Im äussersten Westen, in den Indian-Territories, sind die Mc Alester-Flötze, welche die Ottweiler-Flora führen, mit dem übrigen flötzführenden Gebirge (Grady-Coal, Schatzlar) gefaltet, und erst das Perm liegt flach. Weitere Beobachtungen mögen entscheiden, ob hier eine Bestätigung der anderweitig gewonnenen Erfahrung vorliegt, dass gegen die freien Enden hin die Faltung länger andauert.

Nun steigen wir in eine jüngere Phase der Geschichte herauf. Südlich von 41°, d. i. südlich von der Leitlinie, die einst America und Europa verband, ist die Beschaffenheit der Küste verschieden von dem Norden. An der Innen- (Ost-) Seite der Appalachien trifft man die Landfloren von Schatzlar (Narragansett), des Keupers (Newark), des Neocom (Potomac) und des Vracon (Raritan); erst vom Senon an treten Meeres-Ablagerungen auf. Mit Potomac beginnt ein mehr zusammenhängender Saum und dieser wurde der atlantische Saum genannt.

Die Tafelberge von Texas sind die erweiterte Fortsetzung dieses Saumes, obwohl sie grössere Höhen erreichen und obwohl schon von Potomac (Trinity-Sands) an einige marine Anzeichen beginnen.

In grosser Ausdehnung tritt die negative Phase des Weald zu beiden Seiten des Ocean's zu Tage, von der Weichsel bis Dakota. Dann folgt positive Bewegung. In Nord-Frankreich sieht man sehr deutlich das allmählige Vordringen des Gault. In Texas liegen seine ersten Spuren in den Trinity-Sands. Dann tritt die grosse cenomane Transgression ein und mit ihr der Aufbau der Kalkberge des Karstes, Syrien's, Arabien's, der Sahara, von Texas und Mexico. Das Senon ist allenthalben noch über die Peripherie dieser Transgression hinausgetreten, im Norden bis Disko, im Süden bis in antarktisches Gebiet, im Osten bis an den Aral-See und hat auch an pacifischen Küsten ihre Spuren zurückgelassen. Das Senon von Maryland ist ein Theil dieser Ueberschreitung.

Dazu kömmt die völlig ungestörte Lagerung der Kreide von Grönland bis in den äussersten Süden, welche mit Ausnahme der Antillen höchstens von einigen Senkungen (Balcones Escarpment) unterbrochen ist.

# Anmerkungen zu Abschnitt XI: Armorica und americanische Altaiden.

1 Die bedeutendste ist sogar wahrscheinlich als eine gekrümmte Anticlinale zwischen zwei gekrümmten Verwerfungen aufzufassen; E. Fournier, Le Dôme de la Grésigne; Bull. serv. carte géol. 1898, X, p. 331—339; A. Thevenin, Étude géol. de la Bordure SO. du Massif Central; ebendas. 1903, XIV, p. 353—554, Karte, insbes. Fig. 34, p. 484.

2 G. Mouret, Bassin houill. et perm. de Brive (in Études des Gîtes min. publ. sous les ausp. de M. le Min. des trav. publ.); $4^0$, 1891, 444 pp., Karten. Zusammenfassende Darstellungen hat G. Mouret geliefert in: Remarques sur la géol. des terrains anciens du Plat. centr. de la France; Bull. soc. géol. 1898, 3. sér., XXVI, p. 601—612, Karte, und in: Aperçu sur la géol. de la partie S. O. du Plat. centr. de la France; Bull. serv. carte géol. 1899, XI, p. 51—88, Karten; auch z. Th. in dess. Les Régions Naturelles du Dép. de la Corrèze; Bull. Soc. scient. hist. et archéol. de la Corrèze, Brive, 1896, XVIII, 11 pp., Karte.

3 Emm. Fallot, Sur la disposition des assises crét. dans l'intér. de l'Aquitaine; Comptes rend. 6. Febr. 1893.

4 Ph. Glangeaud, Un plissement remarquable â l'ouest du Massif centr. de la France; Comptes rend. 13. Juni 1898, Karte; ders. Les plissements des terr. crét. du bassin de l'Aquitaine; ebendas. 26. Dec. 1898; ders. Etude sur les Plissements du Crét. du bassin de l'Aquitaine; Bull. serv. carte géol. 1899, XI, p. 1—48, Karte.

5 Mouret, Bass. de Brive, p. 146.

6 Zur Verfolgung dieser Verhältnisse vergleiche man bei Glangeaud, Bull. serv. carte géol. 1899, XI, die Profile in der nachfolgenden Reihe von NW. gegen SO.: p. 8, Fig. 3, Profil Rochebeaucourt, Flexur geg. NO.; p. 6, Fig. 2, Dom von Mareuil, Forts. d. Flexur geg. NO.; p. 10, Fig. 5, Verneuil, ebenso, schwächer; p. 10, Fig. 6, Neutrale Stelle an der Cole; p. 11, Fig. 7, an der Beauronne, Beginn der Flexur gegen W.; p. 12, Fig. 8, Puyrina; hier bereits der Bruch gegen W., bis zum Central-Plateau reichend. Fig. 4, Profil zwischen la Couronne und Mouthiers, ist eine Copie nach Arnaud; ich lasse sie wegen zu starker Ueberhöhung ausser Betracht. Uebrigens würde sie nur zeigen, dass noch weiter gegen NW. abermals ein Uebergang von Flexur in Verwerfung eintritt. Vgl. H. Arnaud, Etudes prat. sur la Craie du SO.; Profils géol. des chemins de fer; Actes soc. min. de Bordeaux, 1876, 1877, 1878, 1883, 1892 u. A.

7 de Launay, Les dislocations du Terrain Primitif dans le N. du Plateau Centr.; Bull. soc. géol. 1888, 3. sér., XVI, p. 1045—1063; ders. Bull. serv. carte géol. 1894, IV, p. 318, u. 1898, X, p. 89, 90; ferner dess. Les Sources Thermales de Néris et d'Evaux; Ann. des Mines, 1895, 9. sér., VII, p. 563—623, Karte u. dess. Recherche, Captage et Aménagement des Sources Thermo-Minérales, $8^0$, Paris, 1899, p. 251 u. folg. Für das Blatt Limoges Mouret, Bull. serv. carte géol. 1899, XI, p. 82; vgl. auch Glangeaud, ebendas. p. 44, und an and. Ort.

8 J. Welsch, Les plissements des terr. second. dans les env. de Poitiers; Comptes rend. 13. Juni 1892, und Bull. soc. géol. 1893, 3. sér.. XX, p. 440—456, Karte, insbes. Bull. serv. carte géol. 1896, IX, p. 311, und Bull. soc. géol. 1905, 4. sér., III, p. 941.

9 Hier seien nur genannt: Ch. Barrois, Légende de la feuille de Plouguerneau et Ouessant; Ann. soc. géol. du Nord 1893, XXI, p. 390, wegen der wichtigen Anmerkung über den Zusammenhang dieser Gebirgstheile, ferner dess. Le Bassin du Ménez-Bélair, ebendas. 1895, XXII, p. 181—350, Karten für die Durchkreuzung der älteren Leitlinien durch jüngere Falten, ferner Feuilles de Belle-Ile et de Quiberon, Bull. serv. carte géol. 1897, IX, p. 315—318 für den Anschluss der Nebenfalten im Süden, und dess. Des Divisions Géographiques de la Bretagne; Ann. de Géogr. 1897, p. 23—64, und Karte (vergl. II, 175, Note 96).

Auch Sketch of the Geol. of Centr. Britanny in Proc. of the Geol. Association, London, 1899, p. 101—132, und „Bretagne" im Livret-Guide des VIII. Geol.;Congresses 1900.

[10] Barrois, Ménez-Bélair, p. 273, Fig. 13; sein NO.-Ende verschwindet in einer Granit-Masse. Für Abzweigungen des Beckens von Laval Oehlert, Feuille de Mayenne; Bull. serv. carte géol. 1896, VIII, Nr. 53, p. 57—61.

[11] Barrois, Feuille de Dinan; Ann. soc. géol. du Nord, 1893, XXI, p. 39.

[12] Hienach ist zu berichtigen, was II, 109 nach älteren Angaben über die Fortsetzung nach Cap Frehel gesagt worden ist.

[13] L. Lecornu, Sur les Plissements siluriens dans la region du Cotentin; Bull. serv. carte géol. 1893, IV, p. 395—414, Kärtchen.

[14] Michel Lévy, Contrib. à l'Etude du Granite de Flamanville; ebendas. 1894, V, p. 317—357, insbes. p. 318, Fig. 1.

[15] A. Bigot, Feuille des Pieux; ebendas. 1898, X, p. 106—109.

[16] Vgl. das Kärtchen bei Oehlert, Feuille de Mayenne, Bull. serv. carte géol. 1896, VIII, p. 60, u. p. 58, für die Wendung des Streichens.

[17] D. P. Oehlert et A. Bigot, Note sur le Massif Silurien d'Hesloup; Bull. soc. géol. 1898, 3. sér., XXVI, p. 82—103, Karte.

[18] A. Bigot, Le Massif anc. de la Basse-Normandie, Bull. soc. géol. 1904, 4 sér. IV, p. 909—953, Karte; insb. p. 944.

[19] Michel Lévy, Situation stratigr. des régions volcan. de l'Auvergne; Bull. soc, géol. 1890, 3. sér., XVIII, p. 688—952, insbes. p. 690 und pl. XXII, Fig. 1.

[20] J. Phillips, The Malvern Hills, compared with the Palaeoz. Districts of Abberley etc. Mem. Geol. Surv. 1848, II, part I, Karten. Das Vortreten der Malverns ist besonders deutlich auf Strahan's schematischer Karte in Rep. Brit. Assoc. Cambridge, 1904.

[21] T. T. Groom, The geol. Structure of the S. Malverns and of the adjac. district to the W.; Quart. Journ. Geol. Soc. 1899, LV, p. 129—169, und dess. On the geol. Struct. of Portion of the Malvern and Abberley Hills; ebendas. 1900, LVI, p. 138—197, Karten. Eine noch weiter im Norden, auf der Insel Man, angeführte Ueberschiebung bewegt sich nur in vulcanischen Gesteinen des Carbon; F. W. Lamplugh, ebendas. 1900, LVI, p. 11—25.

[22] W. J. Clarke, The Unconformity in the Coal-Measures of the Shropshire Coal-Fields; ebendas. 1901, LVII, p. 86—95; für nördlichere Strecken Walt. Gibson, ebendas. p. 251 u. folg. Es ist sehr möglich, dass die grosse Orlauer Störung sich in ähnlicher Weise erklärt, wie Symon Fault; darauf weist ihre genauere Untersuchung durch R. Michael, Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1907, Nr. 2.

[23] A. Strahan, On Overthrusts of tert. Date in Dorset; Quart. Journ. geol. Soc. 1895, LI, p. 549—562, Karte, und dess. The Geol. of the Isle of Purbeck and Weymouth, Mem. Geol. Surv. 1898, 278 pp., Karten, und Guide to the geol. Model of the Isle of Purbeck, $8^0$, 1906. Eine umfassendere Uebersicht der postcarbonischen Störungen gab Strahan in einer Adresse an die Brit. Association 1904 (The Geologist, 1904, new ser. I, p. 449—462). Aus dieser sehr lehrreichen Darstellung ergibt sich, dass zahlreiche lange Brüche schon vor Trias und Perm in W. England mit mehr oder minder caledonischem Streichen eingetreten sind. Um den Vergleich weiter zu führen, werden Aufrichtung und einzelne Anticlinalen, die Nebenwirkungen der Verwerfungen sind, noch schärfer abzuscheiden sein von Systemen von Faltung; es tritt die Frage hervor, ob z. B. der Lake District ein Horst ist.

[24] G. F. Dollfus, Relat. entre la Structure géol. du Bassin de Paris et son Hydrographie: Ann. de Géogr. 1900, IX, p. 313—339 u. 413—433, Karte, und Bull. serv. carte géol. (1904) 1905 XV, p. 3—5, Karte, u. (1905) 1906 XVI, p. 31—35, Karte, ferner Bull. soc. géol., 4. sér., III. p. 7—18; für das Pays de Bray die eingehende Monographie von A. de Lapparent in den Mém. pour serv. à l'Explic. de la carte géol., $4^0$, 1879.

[25] P. Lemoine et C. Rouyer, Sur l'Allure des Plis et des Failles dans la Basse Bourgogne; Bull. soc. géol. 1905, 4. sér., IV, p. 561—568, Karte.

[26] M. Bertrand, Sur la Continuité du Phénomène de plissement dans le bassin de Paris; Bull. soc. géol. 1892, 3. sér., XX, p. 118—165, Karten; auch dess. Lignes directrices de la Géol. de la France: Comptes rend. 29. Janv. 1894, Karte.

27 L. van Werveke, Uebersichtskarte d. Verwerfungen des mesoz. Gebirges in Lothringen, Luxemb. u. s. w., in Schumacher, Steinmann und Werveke, Erläut. z. geol. Uebers. Karte des W. Deutsch-Lothringen, 1887, Taf. II; ebendas. S. 10: „Trias und Jura . . sind rings um das ältere Gebirge eingesunken."

28 Oehlert et Bigot, am ang. O., Anm. 17.

29 J. W. Dawson, The Foss. Plants of the Devon. and upp. Silur. Formations of Canada; Geol. Surv. Can.. $8^0$, 1871, 92 pp., und Part II, 1882, 47 pp., insbes. I, p. 82.

30 Marcel Bertrand, La chaîne des Alpes et la formation du continent Europ.; Bull. soc. géol. 1877, 3. sér., XV, p. 423—447, insbes. Karte auf p. 442.

31 G. A. J. Cole and T. Crook, On Rock Specimens dredged from the Floor of the Atlantic off the Coasts of Ireland; Rep. on the Sea and Inland Fisheries of Ireland (for 1901), 1903, IX, Part II, App.; 9 pp.

32 J. G. Jeffreys, Nature, 3. Febr. 1881, p. 325. Das Gestein kennt man leider nicht.

33 Dies sagt z. B. ausdrücklich Hyatt in Proc. Boston Soc. nat. hist. 1888, XXIII, p. 315—319.

34 Walcott, Bull. U. S. Geol. Surv. 1891, Nr. 81, p. 376; H. M. Ami, Synops. of the Geol. of Canada, Proc. and Trans. R. Soc. Can. 1900, 2, sér. VI, p. 200, weist insbesondere auf die Aehnlichkeit der Skiddaw- und der Arenig-Stufe, dann der Hartfell- und Llandeilo-Schichten des britischen Unter-Silur mit acadischen Vorkommnissen hin.

35 H. S. Williams, The pal. Faunas of Maine; Bull. U. S. Geol. Surv. 1900, Nr. 165, p. 21—92, insbes. p. 80 u. folg.; J. M. Clarke, Evidences of a Coblenzian invasion in the Dev. of E. America; Festschr. f. v. Koenen, $8^0$, Stuttg. 1907, S. 359—368.

36 A. G. Nathorst, Zur Foss.-Flora der Polarländer; I, 3, Zur Ober-Devon-Flora der Bären-Insel; $4^0$, Svensk. Akad. Handl. 1902, XXXVI, Nr. 3, 60 SS., und dess. Die Ober-Devon-Flora des Ellesmere-Landes, in Rep. of the 2d Norw. Arct. Exped. Nr. 1, $8^0$, Kristiania, 1904, 22 SS.

37 Lohest, Ann. soc. géol. de Belg. 1888—89, XVI, p. LVII.

38 J. W. Dawson, The Foss. Plants etc. I, p. 82.

39 Nathorst, Foss. Flora Polarländ., I, Zur pal. Flora der arkt. Zone; Svensk. Akad. Handl. 1894, XXVI, Nr. 4, insbes. p. 74; dass auf Spitzbergen eine Culm-Flora vorhanden sei, sah auch Stur, Verh. Geol. Reichsanst. 1877, S. 80.

40 J. F. Whiteaves, The Foss. of the Devon. Rocks of the Mackenzie River Basin; Geol. Surv. Canada; Contrib. to Can. Paleont. 1891, III, p. 197—253, insbes. p. 235.

41 H. S. Williams, The Correl. of geol. Fauna's, a contrib. to Devon. Paleont. Bull. U. S. Geol. Surv. 1903, Nr. 210, 147 pp.; auch C. S. Prosser, The Upp. Hamilton and Portage Stages of Centr. and East. N. York; Am. Journ. Sc. 1893, XLVI, p. 212—230; Edw. Kindle, The Devon. Fossils and Stratigr. of Indiana; 25. Ann. Rep. of the Departm. of Geol. of Ind., 1900, p. 529—758, und eine reiche weitere Literatur.

42 E. O. Ulrich and Th. Schuchert, Paleoz. Seas and Barriers in East N. America; Rep. N. York State Pal. 1901, p. 633—663; Schuchert, On the Faunal Provinces of the Middle Devon. of Am. and the Devon. Coral-Sub-Provinces of Russia; Am. Geologist, 1903, XXXII, p. 137—162, Karten, und an and. Ort.

43 H. S. Williams, The Cuboides-Zone and its Fauna; Bull. Geol. Soc. Am. 1889, I, p. 481—500.

44 F. Frech, Lethaea palaeoz. I, $8^0$, Stuttg. 1901, S. 253; Williams, Bull. U. S. Geol. Surv. 1900, Nr. 165, p. 80.

45 J. Perrin Smith, Marine Fossils from the Coal Measures of Arkansas; Proc. Am. Phil. Soc. 1897, XXXV, Nr. 152, 72 pp.; für Verbreitung insbes. H. Yabe, A Contrib. to the Genus Fusulina; Journ. Coll. Science, Tokyo, 1906, XXI, Art. 5, 36 pp.

46 D. White, Deposition of the Appalach. Pottsville; Bull. Geol. Soc. Am. 1904, XV, p. 267—282, insbes. pl. 11.

47 J. J. Stevenson, Low. Carb. of the Appalach. Basin; Bull. Geol. Soc. Am. 1903, XIV, p. 15—96, insbes. p. 42 u. 86; ders. Carbonif. of the Appalach. Basin, ebendas. 1906, XVII, p. 65—228.

48 J. W. Dawson, Fossil Plants, II, p. 128; H. Fletcher, Geol. Nomenclature in N. Scotia; Proc. and Trans. N. Scot. Inst. of Science, Halifax, 1900, X, p. 235—244. — Das Wort „Culm" ist in dem Nachfolgenden im herkömmlichen Sinne gebraucht; die Frage, ob der typische Culm Englands wirklich so hohes Alter besitzt, wurde nicht in Betracht gezogen; ein Hinweis mag genügen auf E. A. Newell Arber, The foss. Flora of the Culm-Measures of NW. Devon; Proc. Roy. Soc. 1904, LXXIV, p. 95—99.

49 J. Perry, Am. Journ. of Sc. 1885, 3. ser., XXIX, p. 157.

50 W. M. Fontaine, Notes on the Vespertine Strata of Virginia and W. Virginia; Am. Journ. of Sc., 1877, 3. sér., XIII, p. 37—48 u. 115—123.

51 D. White, The stratigr. Succession of the foss. Flora's of the Pottsville Form. in the S. Anthracite Coalfield, Penns.; U. S. Geol. Surv. Ann. Rep. 1900, XX, 2, p. 749—918, insbes. p. 911 u. folg.

52 Ders. Foss. Flora of the Lower Coal Measures of Missouri; ebendas. Monogr. XXXVII, 1899, 307 pp., insbes. p. 298 u. folg.

53 G. J. Adams, G. H. Girty and D. White, Stratigr. and Palaeont. of the upp. Carb. Rocks of the Kansas Section; ebendas. Bull. Nr. 211, 1903, 123 pp., insbes. p. 110 u. folg.

54 J. A. Taff, D. White and G. A. Girty, Geol. of the Mc Alester coalfield by Taff, Report on foss. Plants by D. White, Rep. on Pal. invertebr. by Girty; ebendas. Ann. Rep. XIX, 3, 1899, p. 423—593, insbes. p. 457 u. folg.

55 H. S. Poole, The Pictou Coal Field; Proc. and Trans. Nov. Scot. Instit. of Science; Halifax, 1895, VIII, p. 228—343, Karte. In Betreff des Alters der Sedimente auf Pr. Edward-Insel Russell und Knowlton, U. S. Geol. Surv. Bull. No. 85, p. 25—31. Sie wurden früher für Trias gehalten.

56 D. White, Permian Elements in the Dunkard Flora; Bull. Geol. Soc. Am. 1903, XIV, p. 538—542.

57 E. D. Cope, Syst. Catal. of Vertebr. found in the Beds of the Perm. Epoch in N. Am.; Trans. Am. phil. Soc. (1886) 1890, XVI, p. 285—297, insbes. p. 293; A. Fritsch, Fauna d. Gaskohle u. d. Kalksteine der Permformation Böhmens; $4^0$, Prag, 1895, III, S. 121, u. 1901, IV, S. 87.

58 A. Handlirsch, Revision of Americ. Palaeoz. Insects; Proc. U. S. Nat. Museum, Washington, 1906, XXIX, p. 661—820.

59 R. W. Ellis, The Oil Fields of Gaspé; Geol. Surv. Canad. (1902/03) 1906, XV, A, p. 310—363, Karte.

60 J. W. Dawson, Carb. Foss. from Newfoundland; Bull. Geol. Soc. Am. 1891, II, p. 529—540.

61 A. Murray and J. P. Howley, Geol. Survey of Newfoundland; $8^0$, Lond. 1881, p. 41 (als Devon), p. 67 u. 309.

62 J. D. Dana, Archaean Axes of E. North-America; Am. Journ. Sc. 1890, XXXIX, p. 378—383.

63 L. W. Bailey, Report on the Geol. of Southwest Nov. Scotia; Ann. Rep. Canad. Geol. Surv. IX, 1898, M, 151 pp., Karte. Etwas Aehnliches zeigen auch die Fox-Inseln, Penobscot-Bay, Maine; sie bestehen aus einem Eruptivstocke, dessen Umriss selbständig ist von den gegen SW. streichenden Falten; G. Otis Smith, The Geol. of the Fox Islands; Dissert., $8^0$, Skowhegan, Maine, 1896, Karte; H. Fletcher, Kings and Hants Counties; Ann. Rep. (1901) 1902, XIV, A p. 210 u. folg.; A. Keith, Geol. of the Catoctin Belt (wo die beginnende Virgation besonders anschaulich ist); Ann. Rep. XIV, 2, p. 285—395, Karten.

64 H. Fletcher, Geol. Surv. Canad. (1882—84) 1885; H, Geol. of N. Cape Breton, 98 pp.; für die Horton-Discordanz in Nov. Scotia ders. ebendas. (1901) 1905, XIV, A, p. 214; für die Joggins-Discordanz ebendas. A, p. 208, und an and. Ort.

65 H. S. Poole, Rep. on the Coal Prospects of New Brunswick; Geol. Surv. Canad. (1900) 1903, XIV, MM, 17 pp., insbes. p. 9 u. folg., ebenso Bailey, ebendas. M, 26 pp.

66 Die Grenze z. B. in H. P. Cushing, Geol. of. the N. Adirondack Region; New York State Mus. 1905, Bull. Nr. 95, p. 271—453, Karten.

67 Ells, Geol. Surv. Canada Ann. Rep. (1882—84) 1885, F, p. 31; Low, ebendas. p. 16—20.

68 H. S. Williams am ang. O. (Anm.) und H. E. Gregory, Geol. of the Aroostook volc. area of Maine; ebendas. p. 93—188, Karte.

69 C. D. Walcott, The Taconic System of Emmons, and the Use of the Name Taconic in geol. Nomenclature; Am. Journ. Sc. 1888, XXXV, p. 229—327, 394—401, Karte.

70 R. Pumpelly, J. E. Wolff and T. Nelson Dale, Geol. of the Green Mountains, Mass.; U. S. Geol. Surv. Monogr. XXIII, 1894; B. K. Emerson, The Geol. of East-Berkshire Cty, Mass., ebendas. Bull. No. 159, 1899, im Süden an das Vorhergehende anschliessend, ferner etwas weiter östlich: dess. Geol. of Old Hampshire Cty, Mass.; ebendas. Monogr. XXIX, 1898, so wie die betreffenden Folio's der U. S. Survey; ferner W. H. Hobbs, On the geol. Structure of the Mt. Washington Mass of the Taconic Range; Journ. Geol. Chicago, 1893, I, p. 717—736, und viele andere Einzel-Darstellungen.

71 Eug. Smith, Science, 21. Aug. 1903, p. 244—246.

72 E. B. Mathews, The structure of the Piedmont Plateau as shown in Maryland; Am. Journ. Sc. 1904, XVII, p. 141—159; F. Bascom, Piedmont District of Pennsylvania; Bull. Geol. Soc. Am. 1905, XVI, p. 289—238.

73 Bascom am ang. O., p. 311 u. folg.

74 z. B.: N. H. Darton, Two overthrusts in N. York; Bull. Geol. Soc. Am. 1893, IV, p. 438.

75 Bailey Willis, The Mechanics of the Appalach. Structure; U. S. Geol. Surv. Ann. Rep. XIII, 2, 1893, p. 211—281, Karten.

76 C. Willard Hayes, The Overthrust Faults of the S. Appalach.; Bull. Geol. Soc. Am. 1891, II, p. 141—154, Karte; ders. und M. R. Campbell, Geomorphology of the S. Appalach.; Nat. Geogr. Magaz., Washingt., 1894, IV, p. 63—126, Karten.

77 J. Squire, Report on the Cahaba Coal Field, with an Appendix on the Geol. of the Valley Regions Adjacent by Eug. A. Smith, Alabama Geol. Surv. 1890, Karte, insbes. Smith, p. 139 u. folg.; Eug. Smith, Underthrust Folds and Faults; Am. Journ. Sc. 1893, XLV, p. 305, 306; H. Mc. Calley, Rep. on the Valley Regions of Alabama, Part II, The Coosa Valley Reg.; Geol. Surv. Alab. 1897, insbes. p. 27 u. folg.

78 E. Orton, I. Ann. Rep. of the Geol. Surv. of Ohio; 3d. org., Columbus, 1890, p. 45—54.

79 A. J. Phinney, The Nat. Gas Field of Indiana; U. S. Geol. Surv. Ann. Rep. XI, 1, 1891, p. 643—653; E. M. Kindle, The Niagara Domes of N. Indiana; Am. Journ. Sc. 1903, XV, p. 459—468.

80 Shaler, Woodworth and Foerste, Geol. of Narragansett Basin; U. S. Geol. Surv. Monogr. XXXIII, 1899, Karten. Das Carbon der N.-Hälfte des Graben's ist gefaltet, aber Querprofil p. 27 zeigt, dass die Faltung eine Nebenwirkung der Senkung ist; für das Alter D. White, Monogr. XXXVII, p. 285.

81 W. M. Fontaine, The older Mesoz. Flora of Virginia; U. S. Geol. Surv. Monogr. VI, 1883; D. Stur, Die Lunzer (Lettenkohlen-) Flora in den „Old. Mesoz. beds of the Coal-Field of E. Virginia"; Verh. geol. Reichsanst. 1888, S. 203—217; Lester Ward, Status of the Mesoz. Flora's of the U. S.; Ann. Rep. XX, 2, 1900, p. 211—315.

82 Isr. Cook Russell, Correl. Papers. The Newark System Bull. U. S. Geol. Surv. Nr. 85, 1892, 344 pp., Karten; N. S. Shaler and J. B. Woodworth, Geol. of the Richmond Basin, Virg.; eb. das. Ann. Rep. XIX, 2, 1899, p. 385—519, Karten; W. H. Hobbs, The Newark Syst. of Pomperaug Valley, Conn.; ebendas. XXI 3, 1901, p. 17—162, Karten. Das von Russell im Jahre 1892 gegebene Verzeichniss der auf das Newark-System bezüglichen Schriften füllt bereits 199 Seiten.

83 H. Carv. Lewis, A great Trap Dyke across SE. Pennsylv.; Proc. Am. Phil. Soc. Philadelphia, 1885, XII, p. 438—456, Karte.

84 W. J. Mc Gee, The Lafayette Formation; U. S. Geol. Surv. Ann. Rep. XII, 1, 1891, p. 347—521, Karten; N. H. Darton, Outline of the Cenoz. History of a Portion of the Middle Atl. Slope; Journ. Geol. Chicago, 1894, II, p. 568- 587; W. B. Clark, The Eoc. Depos. of the Middle Atl. Slope; U. S. Geol. Surv. Bull. No. 141, 1896, und Maryland Geol. Surv., vol. Eocene, 8°, Baltimore, 1901, Karte.

85 A. Michalski, Ueb. d. Vorkommen v. Wealden u. Neocom im NW. Polen; Bull. com. géol. Petersb. 1903, XXII, p. 339—364, r.

86 Lester Frank Ward, The Potomac Formation; U. S. Geol. Surv. Ann. Rep. XV, 1895, p. 309—397; ders. Some Analogies in the low. Cretac. of Europe and America; ebendas. XVI, 1896, p. 463—540; dess. Status of the Mesoz. Floras of the U. St.; ebendas. Monogr. XLVIII, insbes. p. 574 u. folg.; O. C. Marsh, The Jurassic Formation on the Atlantic Coast; Am. Journ. Sc. 1896, II, p. 433—447, und 1898, VI, p. 105—115; W. B. Clark and A. Bibbins, The Stratigraphy of the Potomac Group in Maryland; Journ. Geol., Chicago, 1897, V, p. 479—506; ders. Geol. of the Potomac Group in the Middle Atlantic Slope; ebendas. 1902, XIII, p. 187—214, Karte.

87 Rob. T. Hill, Geogr. and Geol. of the Black and Grand Prairies, Texas; U. S. Geol. Surv. Ann. Report, XXI, 7, 1901, 666 pp., Karten; dess. Topogr. Atlas of the U. S.; Physical Geogr. of the Texas Region, Fol. 1900; dess. und T. Wayland Vaughan, Geol. of the Edwards Plateau and Rio Grande Plain etc.; Ann. Rep. XVIII, 2, 1898, p. 193—321, Karten; ferner: Hill, Outlying Areas of the Comanche-Series in Kansas, Oklahoma and N. Mexico; Am. Journ. Sc. 1895, L, p. 205—234, und Vaughan, Additional Notes etc., ebendas. 1897, LIV, p. 43—50.

88 Hill, Am. Rep. XXI, 7, p. 165; W. M. Fontaine, Notes on some foss. plants from the Trinity divis. of the Comanche Series, Texas; Proc. U. S. Nat. Mus. 1893, XVI, p. 261—282; L. Ward, Monogr. XLVIII, p. 326.

89 Die Trinity-Sands sind nach Hill transgredirende Sande und Thone. Aus ihnen stammen die Neocom-Flora und auch marine Apt-Fossilien (Douvillé, Bull. soc. géol. 1898, 3. sér., XXVI, p. 387; Kilian, ebendas. 1902, 4. sér., II, p. 357, (Hopl. furcatus). Darüber folgen die Kalktafeln, und zwar zuerst die Fredicksburg-Division, von Hill als das wichtigste transgredirende Glied bezeichnet, gegen den Rio Grande über 200 M. mächtig, landwärts abnehmend. Ihr oberstes Glied, Edwards-Limestone (Rudistenkalk) wurde von Douvillé zum oberen Gault, eher zum unteren Cenoman gestellt, während G. Böhm die Uebereinstimmung mit dem Schiosi-Kalke der Dinariden, daher dem Ober-Cenoman, nachwies (Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 1898, L, S. 331); Hill nennt Sphenodiscus pedernalis (nach Douvillé in Grossouvre, Craie sup. p. 140 sicher Ober-Cenoman) und Ostrea Munsoni, die ich mit Choffat für identisch halte mit Chondrodont. Joannae Choff. des portugiesischen Rudistenkalkes und der Schiosi-Schichten (Hoernes, Sitzungsb. Akad. Wien, 1902, CXI, S. 667). Auch die über dem Edwards-Horizonte liegende Washita-Stufe zeigt das Aufsteigen vieler einheimischen Arten und die wenigen europäischen Spuren, wie Alectryonia carinata, deuten auch auf Cenoman. Darüber folgt der Dakota-Sandstein, Hill's Woodbim-Stufe, gegen Süd am Brazos in $31^0$ 30′ auskeilend, nordwärts weithin die Transgression eröffnend. Die wenigen begleitenden Meeres-Conchylien bieten noch immer cenomanen Eindruck (Lapparent, Traité de Géol., 3. éd., p. 1205). Sie sind das Lager der bekannten Dicotyledonen-Flora. Süd vom Brazos bleiben die Sedimente kalkig; bald folgen im Austin-Kalke Arten des oberen Unter-Senon (Mortonic. Texanum, wie in Europa begleitet von Placentic. Syrtale), dann die obersenonen Navarro-beds mit Gryph. vesicularis und Ostr. larva, endlich noch als ein höchstes Glied die Arkadelphia-beds unter dem Tertiär durch Erosion blossgelegt. In Colorado und weiter gegen Nord liegen an Stelle der höheren Kalke von Texas thonige und sandige Schichten auf Dakota; es ist die mit der Benton-Stufe beginnende Facies. Von den zahlreichen americanischen Schriften mögen nur genannt sein: Ch. A. White, The low. cret. of the SW. and its relation etc.; Am. Journ. Sc. 1889, XXXVIII, p. 440—445; Hill, Paleont. of the cret. form. of Texas; Proc. Biol. Soc. Washington, 1893, VIII, p. 9—40 und p. 97—108; Hill and Vaughan, The low. cret. Gryphaeas of the Texas Reg.; Bull. U. S. Geol. Surv. No. 151, 1898, 66 pp.; ferner A. Heilprin, The Geol. and Pal. of the cret. Deposits of Mexico; Proc. Ac. Nat. Sc. Philad. 1890, p. 445—469.

90 T. B. Comstock, Rep. on the Geol. and Min. Resources of the Centr. Miner. Region of Texas; II. Ann. Rep. Tex. Geol. Surv. 1891, p. 553—664, Karte. Die westliche Hälfte des Gebietes erscheint auf Hill's schöner geol. Karte in Ann. Rep. XXI, 7, pl. LXVI.

91 Hill and Vaughan, Edwards Plateau, p. 217, 271, 273.

92 Walcott, Am. Journ. Sc. 1884, 3. sér., XXVII, p. 431.

93 Hill, Ann. Rep. XXI, 7, p. 91.

94 Ch. A. White, The Texan Permian and its Mesoz. Types of Fossils; Bull. U. S. Geol. Surv. No. 77, 1891, 39 pp.; F. Cummins, Rep. on the Geol. of NW. Texas; II. Ann. Rep. Tex. Geol. Surv. 1891, p. 394—430, Karte. Eine Uebersicht der neueren Schriften gibt Prosser, Notes on the Perm. Form. of Kansas; Am. Geologist, 1905, XXXVI, p. 142—161.

95 J. Perrin Smith am ang. O. (Anm. 45), insbes. p. 18 u. folg.

96 N. H. Darton, Prel. Rep. on Artesian Waters of a Portion of the Dakotas; U. S. Ann. Rep. XVII, 2, p. 603—694, insbes. Karte C, p. 672, und dess. Prel. Report on the Geol. and Underground Water Resources of the Centr. Great Plains; U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. No. 32, 1905, 433 pp., Karten; auch: S. W. Beyer, The Sioux Quarzite etc.; Jowa Geol. Surv. 1896, VI, p. 68—112, Karte.

97 Lester F. Ward, The cret. Formation of the Black Hills as indicated by the Foss. Plants; U. S. Geol. Surv. Ann. Rep. XIX, 2, 1899, p. 521—712, und Wieland, in Monogr. LXVIII, p. 317 u. folg.; Darton, Prelim. Descr. of the Geol. and Water Resources of the Black Hills etc.; ebendas. Ann. Rep. XXI, 4, 1901, p. 489—599, Karten; auch ders. in Bull. Am. Geol. Soc. 1899, X, p. 383—396, und ebendas. 1904, XV, p. 379—448.

98 Rob. T. Hill, Notes on a Reconnoiss. of the Ouachita Mt. System; Am. Journ. Sc. 1891, XLII, p. 111—124, Karte; L. S. Griswold, Orig. of the lower Mississippi; Proc. Boston Soc. nat. hist. 1895, XXVI, p. 474—479; J. C. Branner, The former Extension of the Appalachians across Mississippi, Louisiana and Texas; Am. Journ. Sc. 1897, IV, p. 357—371.

99 L. S. Griswold, Whetstones and the Novaculites of Arkansas; Ann. Rep. Geol. Surv. Arkans. III (1890), 1892, 443 pp., Karten.

100 A. Winslow, The geotect. and physiogr. Geol. of W. Arkansas; Bull. Am. Geol. Soc. 1891, II, p. 225—242, Karte; N. F. Drake, A Geol. Reconn. of the Coal Fields of the Indian territ.; Am. Philos. Soc. Philadelph. 1897, XXXVI, p. 326—420, Karten; G. H. Ashley, Geol. of the Paleoz. Area of Arkansas S. of the Novaculite Region; with an Introd. by J. C. Branner; ebendas. p. 217—318, Karten. Der südliche Rand erscheint auch auf der Karte LXVI in Hill's Texas; Ann.Rep. XXI, 7; J. A. Taff, Geol. of the Mc Alester-Lehigh Coal Field, Ind. Terr.; ebendas. 1899, XIX, 3 (acc. by a Rep. on the Foss. Plants by D. White and a Rep. on the paleoz. Inv. Foss. by Girty), p. 423—593, Karten; Taff and G. J. Adams, Geol. of the E. Choctaw Coal Field, Ind. Terr.; ebendas. 1900, XXI, 2, p. 257—311, Karten; G. J. Adams, Stratigr. Relat. of the Red Beds to the Carb. and Perm. in N. Texas; Bull. Am. Geol. Soc. 1903, XIV, p. 191—200, Karten.

101 H. S. Washington, Ign. Complex of Magnet Cove, Ark.; Bull. Am. Geol. Soc. 1900, XI, p. 389—416, Karte.

102 C. W. Hayes, Geol. of the Bauxite Reg. of Georgia and Alab.; U. S. Geol. Surv. Ann. Rep. 1895, XVI, 3, p. 551—597, Karte, und ebendas. 1901, XXI, 3, p. 435—472, Karten.

103 Hill, Reconnoiss, p. 121; T. Wayl. Vaughan, Geol. Notes on the Wichita Mts., Oklahoma, and the Arbuckle Hills, Ind. Terr.; The Am. Geolog. 1899, XXIV, p. 44—55, Karte, und insbes. J. A. Taff, Prel. Rep. on the Geol. of the Arbuckle and Wichita Mountains; U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. No. 31, 1904, 93 pp.. Karten.

104 H. Foster Bain, Geol. of the Wichita Mountains; Bull. Am. Geol. Soc. 1900, XI, p. 127—144, Karte. In Betreff des Altersverhältnisses von Gabbro und Granit stimmen die Meinungen nicht überein; ich habe die Erfahrungen an den genauer untersuchten östlichen Eruptivstöcken befolgt.

105 Hill, Topogr. Atlas, fol. p. 4.

106 M. Raciborski, Permocarb. Flora des Kalkes von Karniowice; Rozpr. Akad. Um., Krakau, 1891, XXI, p. 353—394 (in poln. Sprache).

# ZWOELFTER ABSCHNITT.

## Africanische Altaiden.

Das africanische Binnenmeer. — Die centrale Sahara. — Altaiden der Sahara. — Der Hohe Atlas.

Das africanische Binnenmeer. Nur ein gar lückenhaftes Bild der Sahara konnte I, 465, Fig. 41, gegeben werden. Für den ganzen weiten Westen lag damals fast nur die Reise von Lenz vor, und von dem Osten kannte man lediglich die ersten Umrisse, nämlich das alte Gebirge von Chartum sich erstreckend gegen Bardai, wieder hervortauchend in Ahaggar und begleitet von den Vulcanen von Bardai und Aïr, nördlich davon eine grössere palaeozoische Strecke gegen Mursuk, hierauf eine grosse Transgression von mittlerer und oberer Kreide, den Nil erreichend unter- und oberhalb Assuan, innerhalb der Kreide eine Strecke von Eocän und innerhalb dieser, näher gegen die Nilmündungen hin, ein miocänes Gebiet.

Die Beziehungen der Kreide zu der palaeozoischen Unterlage im Süden von Insalah und der Hamada el Homra traten deutlicher in den von Rolland im J. 1890 veröffentlichten Karten hervor, aber für den Westen waren auch damals noch keine wesentlichen Fortschritte erzielt.[1])

Die bedeutungsvollste unter den vielen seitherigen Entdeckungen ist der Fund einer tertiären marinen Schichtfolge in dem Raume zwischen 14 bis 15° n. Br. und 5° 20′ bis 6° 20′ ö. L. Eocän erkannten gleichzeitig Lapparent und Bather; spätere Funde ermöglichten dem ersteren, auch jüngere Sedimente nachzuweisen.[2])

Nach Lapparent kennt man bei Tamaské (in diesem Raume) die lutetische Stufe des Eocän; an einer benachbarten Stelle wurde ein dem Cerith. concinnum der Bartonstufe ähnliches Ceri-

thium gefunden, und an einer dritten Ostrea longirostris mit Knochen von Halitherium. Bei Boutoutou, an der SO.-Ecke dieses selben Raumes, erscheint Eisensand mit auf Proto rotifera weisenden Abdrücken, darüber eine pflanzenführende Schicht, und über dieser das Skelet einer Lumachelle mit Abdrücken einer nach Douvillé auf Ober-Miocän weisenden Cardita.

Hier wie in der libyschen Wüste liegt eine horizontale Decke, die mit mittlerer oder oberer Kreide beginnt, discordant auf weit älteren Gesteinen. Sie reicht, wie sich nun zeigt, bis in das Miocän, und es darf vorausgesetzt werden, dass, ähnlich der libyschen Wüste (I, 469), auch hier stufenweise Einengung der Umrisse der einzelnen Sedimente gegen irgend eine bevorzugte Stelle des heutigen Meeresufers vorhanden ist.

Für den östlichen Theil dieses Binnenmeeres ergibt der Zusammenhalt der Angaben von Lapparent und der letzten Uebersicht von Chudeau[3]) folgende hypothetische Ufer:

Das transgredirende Kreide-Meer reichte jedenfalls bis 10° 15′ ö. L., 14° 30′ n. Br. (Hügel von Damergou); von 8° ö. L. dürfte Eocän, von 6° 30′ an Miocän sich auflagern. Aus SO. (Sokoto) mündet eine Bucht. Kreide und Eocän erreichen den Niger, liegen im Süden in Lappen transgredirend auf den älteren Felsarten über Goa bis Tosaye, wo die älteren Felsarten (S. von 17° n. Br.) enden.

So weit für das südliche Ufer.

Im Osten breitet sich Eocän wenigstens 400 Kilom. weit gegen N. aus und erreicht etwa 17° 50′ n. Br. (Tamarlakat, 75 Kilom. N. von Agadés, 60 Kilom. W. von Aouderas). Hier befindet man sich in der Nähe des meridionalen vulcanischen Zuges von Aïr, und noch weit im Norden werden aus 21° 15′ (W. Tagrira und In Azoua) ähnliche Sedimente, doch ohne Versteinerungen erwähnt. Zweifelhafte cretacische Spuren kennt man auch weit aus dem Osten, von 13° ö. L., 18° 40′ n. Br. (Bilma; I, 470); vielleicht lag hier eine libysche Verbindung.

Westlich vom Aïr dürften diese cretacischen und eocänen Wasser eine weite Ausbreitung gefunden haben, doch reichen zwischen 2° und 4° ö. L. die alten Felsarten des Adrar sehr weit gegen Süd. Villatte verfolgte sie in 2° ö. L. bis 20° n. Br.[4]) und Gautier's Karte verzeichnet sie in 1° ö. L., sogar bis 18° (am Eguerrer). Immerhin kennt man cretacische Fossilien von

1° ö. L., 17° 50′ n. Br. (Tabankort) und von 1° w. L., 20° n. Br. (Mabrouk).

Nun wenden wir uns ganz nach Westen.

Von Cap Bojador bis Punta Durnford traf Quiroga eine Bank mit Ostrea, Tellina u. And., dann 25—30 M. Quarzsand mit verkieselten Baumstämmen, unter diesem blauen Mergel. Landeinwärts stellen sich lose Sande mit Helix ein und dann bis in das Asfat, d. i. bis in die Breite von Cap Blanco, ein weites Gebiet von alten Felsarten, begleitet von einem schmalen palaeozoischen Bande.[5])

Die Küste im Süden ist eine lange Strecke weit unbekannt. Am unteren Senegal stellt sich die obere Kreide ein. In einer Bohrung in S. Louis wurde mitteleocäner Kalkstein getroffen; ebenso an mehreren Stellen bis etwa 200 Kilom. O. und SO. vom grünen Vorgebirge.[6])

Innerhalb des Continentes breitet sich die schier unermessliche Tiefe des Djouf aus; an seinem Westrande liegen die Salzlager von Tichit, am Ostrande jene von Taoudeni und Trasas.

Chevalier traf bei Timbuctu zwei lebende Arten der Senegambischen Küste, Marginella Egouen und Columbella mercatoria, in Menge, doch in verzwergtem Zustande;[7]) Gautier berichtet, dass E. Dupuis dieselben Arten W. vom See Horo besitzt, ferner dass A. Dereims aus Mauritanien, 150 Kilom. vom Meere, in 60 M. Höhe, eine pleistocäne Meeresfauna gebracht habe.

Timbuctu liegt in 240 M., die tiefste Stelle, die Lenz an der Ostseite des Djouf traf, nur in 120—150 M. Gautier entwirft ein gar lehrreiches Bild der vielleicht nicht allzu entfernten Zeit, in welcher von Nordosten her ein mächtiger Strom, der heutige W. Messaoud, die Wässer des Atlas in diese Tiefen trug, was heute noch ein Rest seines Oberlaufes, W. Saoura, vergeblich versucht, während die See'n von Timbuctu einer Wasserfläche angehörten, die im Osten bis an die felsige Pforte von Tosaye am Niger, im Südwesten bis in die Landschaft Massina sich erstreckte, das Knie des Niger bedeckend, und während der heutige obere Niger als ein selbständiger Strom sich in diese Wasserfläche ergoss.[8])

Dieses junge Binnenmeer, welches die See'n von Timbuctu und den Djouf überdeckte, und in welches aus SO. der heutige obere Niger und aus NO. der Messaoud mündete, hat zur miocänen

Zeit bis 6° 20' ö. L. (Tamaské, Boutoutou) sich erstreckt, und, wenn es gestattet ist eine Wiederholung der libyschen Anlage vorauszusetzen, gilt die Vermuthung, dass es über den unteren Senegal mit dem Ocean in Verbindung stand.

Es ist Grund darüber zu staunen, dass in den österreichischen Mediterran-Ablagerungen so viele heute noch im Senegal lebende Conchylien gefunden werden, wie Adanson's Vagal (Tell. strigosa) und Tugon (Tug. anatina), dann drei Dosinien u. A., und dass dennoch bis heute keine directe Verbindung des Mittelmeeres mit dem Senegal bekannt ist. Hoernes meint, dass zur Miocänzeit die Strasse von Gibraltar geschlossen war.[9])

Lapparent vermuthet, dass das östliche cretacische Meer eine Verbindung gegen Süd mit dem heutigen Meeresgebiete gehabt habe. Die Begründung liegt in Bullen-Newton's Nachweis von mittelcretacischen Ammoniten bei Gongola (Prov. Biauchi, nahe 11° n. Br., 11° ö. L.)[10]), ferner in dem Vorkommen von cretacischen und tertiären Fossilien im südlichen Kamerun. Ammoniten vom Flusse Mungo erklärt Solger für turon und untersenon; Conchylien von einer anderen Stelle hält Oppenheim für wahrscheinlich eocän, und einige Fischreste scheinen nach Jaekel für jung-tertiäres Alter zu sprechen.[11])

Da jedoch Kreide-Ablagerungen von hier an südwärts eine nicht geringe Verbreitung an der Küste besitzen, da ferner ein beträchtlicher Theil des westlichen Kamerun von jung-vulcanischem Gestein eingenommen ist und Dusén noch auf der Westseite der Basalte gegen Old-Calabar hin die Kreide unter ihnen hervorkommen sah,[12]) möchte die Frage berechtigt sein, ob die Mitte dieser cretacischen Bucht nicht näher an die Mündungen des Niger zu verlegen sei.

Wie dem auch sei, jedenfalls machen Lapparent's Studien es wahrscheinlich, dass durch die Transgression der mittleren Kreide ein grosses, aus alten Felsarten bestehendes Stück von dem heutigen Leibe Africa's abgetrennt war. Die Abgrenzung ist in entfernter Annäherung durch den Lauf der Flüsse Senegal und Niger gegeben.

Die centrale Sahara. Die kleine Skizze I, 465, Fig. 41, mag wieder der Ausgangspunkt sein. Neben der von Barth, Vogel, Rohlfs und Nachtigal bereisten meridionalen Linie Mursuk-Tsad kennt man nun, 4—5 Grade weiter im Westen, dank der

erfolgreichen Expedition Foureau-Lamy, die meridionale Linie Timassanin-Zinder und ihre Verbindung mit dem Tsad.[13]) Daran schliesst sich gegen Nordwest und West eine Reihe der werthvollsten Beobachtungen. Die bei der ersten Besprechung (I, 461) vorgenommene Theilung der Wüste in eine archaische, eine palaeozoische und eine cretacisch-tertiäre Zone, die sich gegen N. und NO. folgen (Libysche Wüste), behält ihre Giltigkeit, und auch im Süden schliesst sich, wie eben gezeigt worden ist, an die Zone älterer Gesteine eine cretacisch-tertiäre Zone (Djouf-Niger-Senegal).

Eine Grenze der älteren, insbesondere krystallinischen Gesteine, ist südwärts nur in unbestimmter Weise durch die Abtragung der Kreide und die Auflösung ihres Randes in Lappen gegeben. Sie mag vorläufig von In Azoua gegen WSW. gezogen sein und den 20. Breitegrad in 1° w. L. treffen. Ziemlich scharf ist dieses Gebiet gegen N. abgegrenzt durch einen langen Glint von transgredirendem devonischem Sandstein. Er beginnt wahrscheinlich schon im Tümmo-Gebirge (14—15° ö. L.). Er zieht als der südliche Abhang des Tasili der Azdjer weit gegen WNW. fort, überquert hierauf die südlichen Abhänge der merkwürdigen Höhengruppen Mouydir und Ahnet und dürfte nahe jenseits 2° ö. L. verloren gehen. Von hier an tritt das Devon weit gegen Norden zurück.

Im Norden der devonischen Zone trifft man an genauer bekannten Stellen, so im Wadi Issaouan (SO. von Timassanin), dann N. vom Mouydir und vom Ahnet, eine durch keinen Glint abgegrenzte Zone von Carbon. Weiter im Norden ist es an nicht wenig Punkten bekannt, z. B. in Gourara, und bis an den Atlas.

Einen zweiten, doch vielfach zerschnittenen Glint bildet die Kreide. Sehr ausgeprägt ist er bei Timassanin (nahe 7° ö. L., 28° n. Br.), dann im Tinr'ert und in der Nähe von In Salah. Es ist bekannt, dass im Osten das palaeozoische Gebiet sich ausbreitet und die Kreide gegen die Hammada el Homra zurücktritt.

Wir kehren zurück, um einige Einzelheiten beizufügen.

Die archaische Zone, bestehend aus Gneiss, krystallinischem Schiefer, Phyllit, Cipollin und Granit, ist steil gefaltet und auffallend ist das weit verbreitete Streichen NS. Schollen von devonischem Sandstein reichen weit nach Süden, sogar bis in das Aïr. Sie liegen discordant und verrathen die einstige ausserordent-

liche Ausdehnung der Decke. Es sind Quarzite, weit vom Westen her bis in das Fezzan kennbar an ihrer dunkeln, oft schwarzen Rinde, unter welcher der Bruch ein hellfarbiges, oft weisses Gestein zeigt. An zwei Stellen wurden in Schiefer Graptolithen gefunden; sie entsprechen dem unteren Ober-Silur. Eine Stelle liegt im Tasili der Azdjer auf Foureau's Weg (7° 8′ ö. L., 25° 50′ n. Br.); Foureau und Haug haben sie beschrieben; die zweite befindet sich weit von hier, an einem Haci-el-Khenig bezeichneten Punkte, N. vom Mouydir, von welchem noch weiter gesprochen werden soll; der Fund wurde zuerst von Flamand erwähnt.[14])

Das höchstens durch örtliche Ablenkungen beirrte NS.-Streichen des archaischen Unterbaues und seiner Einfaltungen beherrscht vom Tidikelt (27° n. Br.) an die ganze Mitte der Sahara und man kennt die Grenzen weder nach O., S. oder W. Die schönen Karten von Gautier und Chudeau verzeichnen es zwischen 1° und 3° ö. L. von 22° 15′ bis 19° 30′, und mit Ablenkung gegen SSW. noch in 18°; Chudeau erwähnt die meridionale Richtung noch von Hombori in der Beugung des Niger (nahe 15° n. Br.).[15]) Die Verbreitung ist aber noch weit grösser. Hubert traf dieselben Gneisse und Amphibolite, wie im Norden mit eingeschalteten Synclinalen von Quarzit, Phyllit und Marmor, durch das ganze Dahomey bis an die vielleicht cretacischen Kalksteine des Küstenstriches. Zwischen 15° 30′ und 10° 30′ n. Br. sind sie am Niger bekannt und ihre wiederholten kürzeren Gneissketten bilden den Höhenzug Atacopa. Ihr Streichen ist bis etwa 10° n. Br. strenge NS., beugt sich etwas, und bleibt dann bis über Abomay hinab SSW. Derselbe Bau beherrscht auch einen grossen Theil von Togo. Am Niger und im Gourma tritt eine discordante Ueberlagerung durch Quarzit unbekannten Alters ein.[16]) Haug hat im Angesichte der flachen devonischen Transgression diese Falten dem caledonischen Baue Europa's verglichen, zugleich jedoch bemerkend, dass, so weit die heutigen Beobachtungen reichen, die Transgression schon mit dem Graptolithenschiefer beginnt.[17])

Dieser Unterbau hat mit den europäischen Caledoniden zwei Merkmale gemein, nämlich erstens das lange, submeridionale Streichen (N. Norwegen-Mendips 18 bis 19 Breitegrade ohne die Spuren in Spitzbergen; Tidikelt-Süd Dahomey 19 bis 20 Breitegrade), welches in seinen langen, oft linearen Zügen verschieden

ist von den bogenförmigen Leitlinien der späteren Gebirge und sich kaum zu einer Hauptkette zu sammeln scheint, und zweitens das vordevonische, in Africa vor-ober-silurische Alter. Dieser letztere Unterschied scheint sie zu den Caledoniden in etwa dasselbe Verhältnis zu stellen, in dem die zur Zeit des Culm entstandenen Faltungen zu den nach demselben Plane in spätcarbonischer und vorpermischer Zeit erfolgten Baue der Altaiden. An den hier verfolgten Grundsätzen der tektonischen Gliederung festhaltend, rechnen wir sie zu demselben submeridionalen, sublinearen Baue, der in Europa vor dem Devon und in Africa schon vor dem Ober-Silur vollendet war. Dieser Zurechnung kann jedoch entgegengehalten werden, dass die Discordanz an der Basis auch weit älter sein kann als der Graptolithenschiefer. Sie werden daher in Uebereinstimmung mit einem lehrreichen Briefe des Herrn Chudeau saharische Caledoniden oder Sahariden genannt werden.

Ebenso hat Haug die transversale Lage der vorpermischen Ketten und die allmählige Einengung des Raumes von Nord und Süd in der Richtung auf die alpinen Ketten erkannt. Africa ist nur für Europa ein südlicher, für den Erdball ist es ein aequatorialer Continent.

Von N. gegen S. gehend trifft man (absehend von den Spuren in Spitzbergen) von N.-Norwegen bis zu den Mendips caledonischen Bau; dann folgen Altaiden in Frankreich und Deutschland, dann die Alpiden und das Mittelmeer bis Tunis und Algier, hierauf ein neuerlicher Saum von Altaiden, der in den nächsten Seiten beschrieben werden soll, und südlich von diesen die Sahariden. Noch viel weiter im Süden aber, in der Cap-Colonie, werden Reste eines weiteren gegen N. gewendeten Faltenbaues anzuführen sein, der in manchen Beziehungen an asiatische Ketten erinnert.

Das Devon wird sich wohl bei weiterer Forschung ebenso mannigfaltig erweisen, wie im Fezzan. Im Gourara hat Flamand Calc. sandalina gefunden[18]) und Gautier nennt Ober-Devon mit Clymenia und Goniat. retrorsus. Bemerkenswerth sind südafricanische und americanische Vorkommnisse, namentlich Haug's Nachweis der Tropidoleptus-carinatus-Fauna (Hamilton-Stufe N.-America's) in der W. vom Ahnet liegenden Wüste.[19])

Das Carbon von Igli ist Unter-Carbon. Aus dem Erg d'Issaouan wird eine Anzahl von Arten des Moskauer und Urali-

schen Carbon angeführt, aber bisher sind weder Fusulinen noch Schwagerinen getroffen worden. Es bleibt einiger Zweifel in Betreff der höchsten Stufen des Ober-Carbon.

Perm, Trias, Lias, Jura und Neocom fehlen der zentralen Sahara. Eine Stufe von buntem Thon und Gyps, mit Resten von Fischen und von Dinosauriern, tritt an der Basis des cretacischen Glint unter dem typischen Cenoman auf. Haug hat sie als die Ceratodus-Stufe beschrieben.[20]) Sie wird als Albien bezeichnet, weil sie unter dem Cenoman liegt. Sie enthält aber keine Fossilien, die für Albien oder für Cenoman bezeichnend wären, und darf mit ihren lagunären Merkmalen als die Einleitung der Transgression angesehen werden, etwa ähnlich den pflanzenführenden Perutzer Schichten Böhmen's oder auch den Phosphorit-Schichten, die in England, z. B. bei Cambridge, unter dem transgredirenden Upper Greensand auftreten. Ihr entspricht im Süden, zwischen Zinder und Agadès, Chudeau's Tegama-Stufe.

Nördlich von In Salah ändert sich die Beschaffenheit des cretacischen Glint. Das Plateau von Tademaït besteht aus einer Tafel von turonem Dolomit, der gegen SO. (Dj. el Abiodh) und gegen NW. (el Baten) steil abfällt und die orographische Rolle des Glint übernimmt. Cenoman ist wenig vertreten. Unter ihm liegt Sandstein mit Gyps, Concretionen und fossilem Holz im Horizont der Ceratodus-Schichten; er nimmt eine grosse Fläche ein und ist wasserführend. Noch weiter im Norden, gegen den Atlas hin, erscheint im gleichen Horizont Sandstein mit Baumstämmen, der als Neocom bezeichnet worden ist.

An vielen Punkten zeigen sich Vulcane. Tarso im Tibesti und Tekinduhir im Aïr wurden bereits genannt. Der letztere liegt am Südfusse des M. Baghsem, aber obwohl von diesem Berge und den ihm gegen N. folgenden Höhen nur krystallinische Felsarten erwähnt werden, verrathen doch die basaltischen Decken und die Schlacken, welche alle Reisenden längs der im Westen vorbeiziehenden Strasse nach Agadés erwähnen, dass hier ein wichtiges eruptives Gebiet liegt und Chudeau's Karte bezeichnet die ganze Kette vom Baghsem (Baghazam, 17° 45′ bis 20°) als eine meridionale Bergreihe von tertiärem Eruptiv-Gestein. Foureau nennt insbesondere die Gipfel Aggatene und Diguallane als Vulcane.

Barth hat bereits ähnliche Vorkommnisse erwähnt. Von Gentil

wurden diese, dann die Angaben Duveyrier's aus dem Ahaggar und neue Beobachtungen vereinigt.[21]) Im Ahaggar scheint die Zahl der Ausbruchsstellen besonders gross zu sein. Weiter gegen W. wird der vereinzelte In Zize (S. vom Ahnet) oft genannt. Der Vulcan Tekout, den schon Overweg beschrieb, liegt unter dem devonischen Glint des Tasili der Azdjer und zeigt Olivin-Tephrit als Erguss. Der Wadi Igharghar, einstens der grosse, nach Nord fliessende Hauptstrom dieser Gegenden, hat Schlacken und Laven bis in den grossen Erg hinaus getragen.

Altaiden der Sahara. Im J. 1900 brachte Flamand die Nachricht, dass in der Sahara Spuren von vorpermischer (hercynischer) Faltung vorhanden seien. Insbesondere wurde die kleine, nahezu meridionale Kette Aïn Kahla (oder Djeb. Azaż) und in ihr die Stelle El Khenig als eine solche bezeichnet. Diese kleine Kette tritt zwischen 27 und 28° n. Br. und nahe 3° 14′ ö. L. aus der flach liegenden Kreide hervor und zieht gegen SSO., bis sie in der Masse des Mouydir verschwindet. Sie ist sicher jünger als Unter-Carbon und älter als die Ceratodus-Stufe an der Basis des Cenoman.[22])

Wir verlassen diese Stelle, um viel weiter im Norden einigen Aufschluss zu suchen.

Nahe 1° 30′ w. L. und 32° n. Br. liegen die Ortschaften Figuig und Bechar; Gautier und Flamand haben Beschreibungen dieses Gebietes geliefert.[23])

Dj. Grouz (1800 M.) bei Figuig ist eine steile, OW. streichende Anticlinale von Lias und Jura, ein Teil des mediterranen Atlas, und zwar die W.-Fortsetzung der hohen Kette Ksour. Eine kleinere jurassische Kette, Dj. Melias, liegt gegen Süden vor ihr; der Jurakalk ist hier gegen Süd überworfen über das Cenoman (d. i. über die Sande seiner Vorlage). Diese Stelle ist die Grenze des mediterranen Atlas gegen sein Vorland.

Von hier an ist, um Gautier's Wort zu gebrauchen, die Welt eine andere. Anstatt dass, wie an der ganzen Südseite des mediterranen Atlas, weite Flächen von Sandwüste oder von Cenoman folgen würden, treten ansehnliche, gegen SW. streichende Berge zu Tage.

Ein Längenthal, 130 Kilom. lang, 900 M. hoch, zieht gegen SW. zwischen diesen Bergen von Figuig nach Bechar. Dj. Antar (1800 M.) im Norden ist Kohlenkalk. Das Thal ist von Cenoman

erfüllt; die Militärstation Ben Zireg liegt auf steil gestelltem Devon. Dj. Bechar (1400 M.) auf der Südseite des Thales ist ein sehr langer und breiter Rücken von Kohlenkalk, gegen NW. geneigt; an diesen schliesst sich unter nicht näher bezeichneten Lagerungsverhältnissen marines Mittel-Carbon, hierauf grüner Sandstein mit Ober-Westphälischer (Schatzlar-) Flora, wie Neuropt. gigantea u. A., und dann das discordante Cenoman.

Weitere parallele Züge folgen, insbesondere Dj. Mezarif, jenseits vom Wadi Zousfana, der in einem zweiten Längenthale liegt.

Diese Zone paralleler Ketten sammt den beiden Längenthälern gehört einer Faltungsepoche an, die jünger ist als Unter-Carbon und älter als Cenoman. Richtung und Schichtfolge sind von jener des mediterranen Atlas verschieden, obwohl kaum 12 oder 15 Kilom. des flachliegenden Cenoman das Devon von Ben Zireg vom Jurakalke des Atlas trennen.

Obwohl die Lücke zwischen Unter-Carbon und Cenoman eine genauere Altersbestimmung nicht gestattet, rechnen die französischen Forscher, wohl mit Recht, diese Ketten zu dem vorpermischen (hercynischen) Baue, d. i. zu den Altaiden.

Dj. Bechar ist die längste und wichtigste unter diesen Ketten. Sie beugt sich aus SW. im Bogen gegen SSW. und erreicht, vom W. Zousfana begleitet, Igli. Nachdem sich oberhalb dieses Ortes W. Zousfana und W. Gir zur Bildung des Wadi Saoura vereinigt haben, erniedrigt sich die Kette mehr und mehr. In der Nähe von 30° n. Br. tritt mit etwas abweichendem SO.-Streichen Ober-Devon an die Linie des W. Saoura und devonische Gesteine begleiten mit der Richtung SSO. den W. Saoura bis gegen Bouda in Touat (etwa bis 28° 5′ n. Br., 0° 15′ w. L.). Auf diese Art bezeichnet die Linie Zousfana-Saoura durch vier Breitegrade den Lauf der älteren Faltung. Vor dieser Linie liegen aber, namentlich in der Nähe von 29°, wiederholte Spuren gänzlich abgetragener mittel- und oberdevonischer Falten, die endlich unter dem Sandstein der grossen cretacischen Tafel des Tadmaït und ihrem turonen Glint Baten verschwinden.

In 26° 30′ bis 27° ist der Wadi unterbrochen und vom Gebirge nichts bekannt; S. von hier erscheint aber W. Zousfana als W. Messaoud wieder und wendet sich nach Gautier im Widerspruche zu den bisherigen Darstellungen gegen SW., d. i. gegen

den Djouf. Dann erscheinen neuerdings Spuren der alten Faltung etwas weiter im Ost, in immer weniger kennbarer Weise, bis sie N. vom Ahnet und vom Mouydir neuerdings deutlich hervortreten.

Auch hier folgen wir einer Darstellung Gautier's.[24])

Bei In R'ar (nahe 27° n. Br., 2° 15' ö. L.) tritt aus dem Rande der cretacischen Tafel eine fast meridionale, steile Anticlinale von Carbon hervor. Es mag fraglich bleiben, ob sie im Ahnet sich wiederholt. Auch die breiteren Falten des östlichen Ahnet und des westlichen Mouydir mögen weiterer Beobachtung vorbehalten bleiben. Etwa in 3° 20' ö. L. aber tritt neuerdings aus dem Gebiete der Kreide eine scharfe Anticlinale zu Tage. Dieses ist Flamand's Aïn Kahla oder Dj. Azaz, und von hier mögen die Graptolithen von el Khenig stammen. Zuerst ist ihr Streichen SSO., dann folgen zwei lange und fast gegen S. gestreckte Kuppeln, bis nach einem Laufe von etwa 80 Kilom. die Anticlinale in den nördlichsten Teil des Mouydir eintritt.

Der getrennte Lauf der einzelnen Falten, so wie die gesammte Anlage deuten auf eine Virgation, die, bogenförmig bei Figuig vor den weit jüngeren Falten des mediterranen Atlas in 32° 15' hervortretend, ihre Aeste aus SW. in S., dann in SSO. endlich wieder in S. wendet, und jetzt bis nahe 26° bekannt ist.

Der Hohe Atlas. Der mediterrane Atlas gehört zu den alpinen Ketten. Er besteht zum nicht geringen Theile aus gefalteten mesozoischen Schichten; seine Innenseite liegt gegen Nord; er beugt sich bogenförmig im Rîf, kreuzt das Meer in den Säulen des Hercules und findet seine Fortsetzung in der betischen Cordillere (I, 291). Südlich davon verzeichnen die Karten bis über Fes hinaus gegen SW. streichende Ausstrahlungen oder Kulissen, und dann einen weiten, keilförmigen, von kürzeren Ketten unregelmässig unterbrochenen Landstrich, dem die ganze mehr als 5 Breitegrade einnehmende Küste zwischen Cap Spartel und Cap Ghir angehört.

Dieser keilförmige Landstrich ist öfters das Vorland des Hohen Atlas genannt worden. Nicht mit Recht und der Hohe Atlas erreicht auch gar nicht das Cap Ghir. An dem südlichen Rande dieses vermeintlichen Vorlandes erhebt sich der lange Rücken el Djebilet (das kleine Gebirge; el Djebel ist der Hohe

Atlas). Dieser dacht gegen Süd zur Ebene des Haouz, d. i. zum Wadi Tensift und der Stadt Marrakesch ab. Dann, weiter im Süden, hebt sich rasch das Land, bis der Hohe Atlas erreicht ist. Viele seiner Gipfel übersteigen 3000 M.; selbst 4500 M. werden erreicht. Südwärts fällt das Hochgebirge gegen Wadi Sous ab.

NO. von den Quellen des Wadi Sous, noch ganz in den Abhängen des Hohen Atlas, befinden sich die Quellen des W. Draa. Zwischen beiden erhebt sich ein merkwürdiger, den Dj. Siroua tragender Theil des Gebirges, welcher den Hohen Atlas mit dem S. vom Sous liegenden Anti-Atlas verbindet. Wadi Draa wendet sich gegen SW., umgeht die Höhengruppe des Siroua und gelangt dabei an die südliche Seite des Anti-Atlas.

Jos. Thompson fand, dass das Djebilet aus gefalteten, alten (metamorphischen) Gesteinen besteht, die quer auf die Gestalt des Höhenrückens NNO. streichen, und er deutete an, dass dieses Streichen über den W. Tensift und über Marrakesch hinaus bis in die Vorberge des Hohen Atlas fortsetze. Die stumpfen Umrisse des Hochgebirges erregten seine Aufmerksamkeit; er konnte auch zeigen, dass das westliche Ende des Hochgebirges rasch abfällt und nicht das Meer erreicht. In der That kann man den Rand beiläufig 60—70 Kilom. landeinwärts von Cap Ghir setzen.[25]

Th. Fischer bemerkte, dass unter dem Deckgebirge des sogenannten Vorlandes dasselbe gefaltete Grundgebirge vorhanden ist, das Thomson im Djebilet beschrieb und dass es sogar an der Küste zwischen Casa bianca und Rabat hervortritt. Fischer wurde an das variscische Gebirge und an die spanische Meseta erinnert.[26]

Dieser Vergleich ist durch die Arbeiten französischer Forscher als richtig befunden worden; Brives und Lemoine haben den Norden des Hohen Atlas kennen gelehrt; L. Gentil hat ihn unter wiederholter Lebensgefahr viermal gekreuzt.[27] Allerdings bleiben noch viele Fragen offen, aber für die Strecke vom Meere bis zum Meridian von Demnat (6° w. L.) liegen folgende Erfahrungen vor:

In Marokko sind zwei Faltungen vorhanden. Die erste ist von vorpermischem Alter und streicht N. 20° O., gegen Osten hin wahrscheinlich mehr N. oder sogar N. in W. Die zweite ist von tertiärem Alter mit Str. NO. bis ONO.; diese bildet die mediterranen (alpinen) Ketten. Die Verschiedenheit des Alters

und des Streichens der Falten ist eben so scharf ausgeprägt, wie zwischen dem Atlas von Oran und dem Dj. Bechar oder zwischen der betischen Cordillere und der Meseta.

Die vorpermischen Falten treten, wie gesagt, an der Küste zwischen Casa bianca und Rabat hervor; sie bilden einen grossen Theil des Djebilet, dann die Umgebung von Marrakesch und den Hohen Atlas. Man kennt aus ihnen Gneiss, Granit und alte Schiefer, Silur (Graptolithen-Schiefer und Orthoceren-Kalk), Devon und Unter-Carbon. Das Perm, sehr oft von eruptiven Felsarten begleitet, ist stets entweder durch eine Dislocation getrennt oder discordant aufgelagert, wie z. B. die Kappe von rothem Sandstein über altem Schiefer in der Nähe des Ueberganges Tizi n Telouet (Glaoui).[28] Nicht selten wird als discordante Auflagerung nur Perm und Kreide erwähnt, wie in den Pyrenäen oder in Böhmen.

Im Westen können der Pass Bibaoun, über den Osk. Lenz seine ruhmvolle Reise begann, und die Linie des W. Moussa, der zwischen Taroudant und dem Meere den W. Sous erreicht, als die Gegend gelten, in welcher der vorpermische Hohe Atlas unter die jüngeren Gesteine hinabsinkt.

Weit schwieriger ist ein Ueberblick des sehr mannigfaltigen Ostens. Rohlfs hat den südlichen Theil berührt. Einige Klarheit haben Gentil's Entdeckungen gebracht.

Es wurde gesagt, dass die Quellen des W. Draa sich noch in dem Gebiete des Hohen Atlas befinden, und zwar NO. von jenen des W. Sous. Sie sind getrennt durch einen breiten Rücken von Granit, Gneiss und krystallinischem Schiefer, der vom Anti-Atlas gegen NO. in den Hohen Atlas hineinzieht. Er fällt gegen die Ebene des oberen Draa ab, und hier sieht man bei Tikirt horizontale Kreidemergel, die seinen Fuss zu umgeben scheinen. Dieselben alten Felsarten bilden die Hochfläche Aït Khzama (2000 M.) und sind innerhalb des Hohen Atlas bis auf die Höhe des Ueberganges Tiz n Tar'rar (etwa 3500 M.) bekannt.

Dieser vorwaltend granitischen Unterlage ist zwischen W. Draa und W. Sous das weite jungvulcanische Gebiet des Dj. Siroua aufgesetzt mit seinen Resten von Krateren, trachytischen Ergüssen, Schlacken und Aschen. Sie bildet auch N. von hier einen grossen Theil der Landschaft Tameldou und noch weiter im Norden ist derselben Unterlage eine überaus mächtige Masse

permischer Eruptivgesteine aufgesetzt, welcher die Hochgipfel Dj. Tamjourt und Dj. Likoumt (beide etwa 4500 M.) zufallen.

Oestlich von dieser Strecke, von Tikirt gegen Norden gehend, befindet man sich zunächst in der bereits erwähnten horizontalen Kreide des oberen Draa, die hier wie im Norden Gyps führt. Der Weg führt im Asif Imar'ren durch Kreide aufwärts, unter welcher das rothe Perm sichtbar wird. Diese jüngere Bedeckung hält an bis zum Uebergange in Glaoui in altem Schiefer.

Von hier wendet sich der Weg gegen Ost, um den Dj. An'mer zu umgehen. Petrefactenreiches Unter-Carbon tritt nun hervor, und Gentil hält es nicht für ausgeschlossen, dass dieses Unter-Carbon einst am Südrande des Gebirges bis zum Unter-Carbon des Dj. Bechar werde verfolgt werden, d. i. dass das vorpermische Gebirge auch im Tafilelt und östlich davon den Süden der mediterranen Faltung umgibt.

Der hohe Dj. An'rmer besteht wie die anderen Hochgipfel, aus permischem Eruptivgestein, hier dem Unter-Carbon aufgesetzt. Man gelangt wieder in rothes Perm; auch Jurakalk wird erwähnt. Bei Aït Mdoual, S. von Demnat, kömmt schwarzer Graptolithen-Schiefer unter dem discordanten Perm hervor. Bevor Demnat erreicht ist, befindet man sich bereits in den ONO. streichenden mediterranen Falten. Diese bilden eine Strecke weit, jedenfalls bis über Rahat, den Südrand der Ebene von Marrakesch. Vielleicht begleiten sie den ganzen nördlichen Rand des Hohen Atlas; hierüber scheint einige Meinungsverschiedenheit zu bestehen.[29] —

Zwischen den vorpermischen Vorkommnissen der Westküste und dem Djebilet strömen einzelne kürzere jüngere Anticlinalen durch das sogenannte Vorland gegen SW. oder WSW. Ihre Sedimente sind nicht in tiefem Wasser gebildet. Das rothe Perm ist schwer trennbar von der gleichfalls rothen Trias, die von Gyps und Salz, und wie in den Pyrenäen auch von Ophit begleitet ist; Jura ist wenig entwickelt oder fehlt ganz, namentlich im Westen; Unter-Kreide ist vorhanden; Cenoman transgredirt und die Transgression beginnt wie in der Sahara öfters mit Gyps.

Eine der bedeutendsten ist Dj. el Hadid (der Eisenberg, 666 M., Str. SW.) zwischen Wadi Tensift und Mogador. Seine Axe besteht nach Lemoine aus verticaler Trias.[30] Weitere Anticlinalen folgen; sie sind minder scharf, lassen aber auch unter der Kreide Trias oder Perm sichtbar werden, und Alle nehmen

in der Richtung gegen das Meer an Höhe ab. Ein solcher Sattel erreicht Cap Tafetneh, ein zweiter Cap Ghir, ein dritter Agadir n Irir.

Hienach reicht ein mächtiger Ast der Altaiden, zwar streckenweise verdeckt und unterbrochen, doch deutlich kennbar, aus SW.-Europa mit Str. N. 20° O. (im Osten mit Str. N.) über Casa bianca, das Djebilet, Marrakesch und den Hohen Atlas zum mindesten bis Wadi Sous und zu den Quellen des Draa, und bis in den Meridian von Demnat. Viele permische und cretacische Schollen liegen auf dem Hohen Atlas; seine höchsten Gipfel sind eruptive Zuthaten, theils von permischem (z. B. Likoumt) und theils von weit jüngerem Alter (Siroua).

Das weiter gegen Ost liegende Gebirge ist fast unbekannt, doch gibt es auch hier hohe Gipfel (z. B. Dj. Ourioul 4250 M.). Auch über den Anti-Atlas im Süden liegen noch sehr wenig Beobachtungen vor. Gentil sah ihn aus NO. und vermuthete ein Faltengebirge. Aus den von Lenz gelieferten Beschreibungen und Zeichnungen wäre für seinen Westen und Süden eine Fortsetzung des Baues des Hohen Atlas zu vermuthen. Bei Fum-el-Hossan (28° 30′ n. Br.) sind senkrechte Schichten von Quarzsandstein unbekannten Alters vorhanden. Das Unter-Carbon wurde durch Lenz wenigstens bis 26° bekannt.[31] Nach Flamand besteht auch die Hammada el Aricha, N. von Taoudeni (21° 30′) aus Unter-Carbon.[32] Dort ist es horizontal.

Gentil meldet, dass nach Berichten von Dereims im nördlichen Tagant sandiges Devon auftritt, gefaltet, mit Str. N. etwas in O. und dass Aehnliches nach Beobachtungen von Gérard bei Tijikja (Tagant; 19° n. Br., 9° 30′ w. L.) erscheint. Ebenso erwähnt derselbe Beobachter nach Angaben von Gruwel diesen Sandstein unter den Dünen der Baja del Galgo (innerhalb C. Blanco 21° n. Br.).[33] Der Vollständigkeit halber mag hinzugefügt sein, dass Dumont auch am Congo etwa von 5° 15′ bis 4° 45′ s. Br. gefaltete Schiefer und Kalksteine traf, von denen die letzteren Stromatoporen enthalten.[34]

Diese sehr weit von einander entfernten Punkte gestatten keine Schlussfolgerung, aber es bleibt wahrscheinlich, dass, so wie in der centralen Sahara eine vorpermische Virgation weit nach Süden reicht, so auch in Mauritanien vorpermische Ausläufer vorhanden sein mögen.

---

# Anmerkungen zu Abschnitt XII: Africanische Altaiden.

1 G. Rolland (Chemin de Fer Transsaharien), Géol. du Sahara Algérien; 2 Bde., $4^0$, Paris, 1890, I, pl. IV und p. 252.

2 A. de Lapparent, Sur une format. marine d'age tert. au Soudan franç.; La Géographie, 1903, VII, p. 417—420, und ders. Sur des nouv. trouvailles géol. au Soudan; ebendas. 1905, XI, p. 1—6, auch Comptes rend. 26. Déc. 1904. Französische und englische Officiere brachten 1903 gleichzeitig solche Funde; Bather konnte zugleich mit Lapparent das Eocän nachweisen. P. S. Lelean, An Eocene Outcrop in Centr. Africa, und F. A. Bather, Eoc. Echinoids from Sokoto; Geol. Mag. 1904, 5. ser., I, p. 290—304.

3 A. de Lapparent, Sur l'extension des mers cret. en Afrique; Comptes rend. 6. Févr. 1905, p. 349, und R. Chudeau, Le Lutétien au Soudan et au Sahara; ebendas. 15. Avr. 1907, p. 811—813. Hiezu auch dess. hypsometrische Karte der Sahara in Ann. de Géogr. 1908, XVII, pl. I, und J. Chautard, Mat. pour la Géol. et la Min. de l'Afr. occ. franç. I, Etat actuel de nos connaiss. sur les form. séd. de l'Afr. occ. trop. $8^0$, Gorée, 1906, 15 pp.

4 N. Villatte, De Tidikelt vers Tombouctou; La Géographie, 1905, XII, p. 209 bis 230, Karte.

5 Fr. Quiroga, Apuntes de un Viaje por el Sáhara occ.; Anal. de la Soc. espan. de Hist. nat. 1886, XV, p. 495—523; ders. Observ. geol. en el Sáhara occ.; ebendas. 1889, XVIII, p. 313—393, Karte, und Observac. al mapa geol. del Sáhara de Mr. Rolland, ebendas. 1892, sér. 2, I (XXI), 2, p. 29—32.

6 Wiederholte Nachrichten brachte Stan. Meunier; die Thatsachen sind vereinigt in J. Chautard, Note sur les Form. éoc. du Sénégal; Bull. soc. géol. 1905, 4. sér., V, p. 141—153.

7 A. Chevalier, Sur l'existence probable d'une mer récente dans la région de Tombouctou; Comptes rend. 15. Avr. 1901, p. 926—928.

8 E. F. Gautier, Études Sahariennes; Ann. de Géogr., 1907, XVI, p. 46—69 und p. 117—138, insbes. p. 129 u. folg., Karte; auch dess. A travers le Sahara franç.; La Géographie, 1907, XV, p. 1—28, 103 u. folg., Karte. Der von Dereims in Mauritanien entdeckte Fundort tertiärer Meeresfossilien ist wohl identisch mit el Hafeira im westl. Adr'ar, hier als 300 Kilom. vom Meere angegeben.

9 Ueb. die einstige Verbindung N.-Africa's mit S.-Europa; Jahrb. geol. Reichsanst. 1863, XIII, S. 26—30; R. Hoernes, Untersuch. d. jüng. Tertiärablag. des W. Mittelmeergeb.; Sitzungsb. Akad. Wien, 1905, CXIV, S. 467, 637, 737 und insbes. S. 655; vgl. auch Abschnitt XV.

10 R. Bullen Newton, A Notice of some marine foss. from N. Nigeria, coll. by Colon. Elliot and Capt. Lelain; Geogr. Journ. 1904, XXIV, p. 522—524.

11 A. v. Koenen, Die Fossil. d. Unt.-Kreide am Ufer des Mungo in Kamerun; Abh. Ges. Wiss. Göttingen, 1897/98, Neue Folge, I, 65 SS.; F. Solger, Die Foss. d. Mungo-Kreide in Kamerun, in E. Esch, F. Solger, M. Oppenheim und O. Jaekel, Beitr. z. Geol. v. Kamerun; $8^0$, Stuttg. 1904, S. 83—242; P. Oppenheim, Ueb. Tertiärfoss., wahrscheinlich

eocänen Alters, von Kamerun; ebendas. S. 243—285, und O. Jaekel, Ueb. einen Torpeniden u. and. Fischreste aus d. Tertiär v. Kamerun; ebendas. S. 289—291, und Grossouvre, Bull. soc. géol. 1904, 4. sér., IV, p. 839. Im Flachlande des südlichen Nigeria fand J. Parkinson wohl Lignite, aber keine Fossilien: On the postcret. Stratigr. of S. Nigeria; Quart. Journ. Geol. Soc. 1907, LXIII, p. 308—312, Karte.

12 P. Dusén, Om NW. Kamerun omradets geol.; Geol. Fören. Förh. 1894, XVI, p. 29—63, Karte.

13 F. Foureau, Docum. scientif. de la Mission Saharienne; Miss. Foureau-Lamy; 2 Bände, $4^0$, und Atlas, Paris, 1905.

14 Foureau, ebendas. II, p. 585; Haug, ebendas. p. 753. Die erste Angabe in Munier-Chalmas, Trav. scient., $4^0$, Lille, 1903, p. 94; (vgl. auch Anm. 22.) G. B. M. Flamand, Sur l'existence de schistes à Graptolithes à Haci-el-Khenig; Comptes rend. 3. Avr. 1905, p. 954—957.

15 Gautier, am ang. O., La Géographie, 1907, XV, pl. I; Chudeau, L'Aïr et la Région de Zinder; ebendas. p. 321—336, pl. IV, und ders. D'In Zize à In Azaoua, ebendas., p. 401—420, pl. V.

16 H. Hubert, Esq. prélimin. de la Géol. du Dahomey; Compt. rend. 21. Oct. 1907, p. 692—695.

17 Haug, La struct. géol. du Sahara centr.; La Géogr. 1905, XII, p. 297—304, und an and. Ort.; die Einengung auch bei Chudeau, Compt. rend. 2. Oct. 1905, p. 566.

18 Flamand, Sur la présence du dévon. à Calc. sandal. dans le Sahara occ.; Comptes rend. 1. Juill. 1901, p. 62—64.

19 Haug, Sur les foss. dévon. de l'Ahenet occ. recueill. par M. N. Villatte; Comptes rend. 4. Déc. 1905, p. 970—972, und Nouv. données pal. sur le Dévon. de l'Ahenet occ. (Mission de MM. Chudeau et Gautier); ebendas. 19. März, 1906, p. 732—734.

20 Haug, in Foureau, Docum. II, p. 814.

21 L. Gentil, in Foureau, Docum. II, p. 724 u. folg.

22 Flamand, Une Mission d'Explor. scientif au Tidikelt; Ann. de Géogr. 1900, IX, p. 233—242, Karte. Als El Khenig bezeichnet Flamand einige „arêtes rocheuses vives" und einen kleinen Einschnitt in die Kette Aïn Kahla (= Dj. Azaz) (Ann. de Géogr. 1900, IX, p. 241), während Haci el Kheneg auf Gautier's Karte weit SW. davon am Wadi Botha erscheint (La Géogr. 1904, X, pl. I). Diese Stelle dürfte der Mündung des vom Dj. Azaz herkommenden Wadi el Khenig (Flamand's Karte und Pelet's Atlas des Colon. franç. entnommen) in den Wadi Botha entsprechen. So gelangt die Stelle mitten in das Carbon. Die Faltung und der Fund von Graptolithen entsprechen offenbar dem wohl 60—80 Kilom. entfernten Oberlauf.

23 Flamand, Aperçu gén. sur la Géol. etc. du Bassin de l'Oued Saoura (aus den Docum. p. serv. à l'étude du N. Ouest Afric.), $8^0$, Alger, 1897, 166 pp., Karte; E. F. Gautier, Rapp. sur une Mission géol. et géogr. dans la Région du Figuig; Ann. de Géogr. 1905, XIV, p. 144—166, Karte; für die im Süden folgende Strecke ders., Sahara Oranais; ebendas. 1903, XII, p. 235—259, Karte, ferner ders., Etudes Sahariennes; ebendas. 1907, XVI, p. 46—69, Karte, und Flamand, Compt. rend. 16. Juill. 1907, p. 211—213; auch Ficheur, Sur l'existence du terr. carb. dans la rég. d'Igli; Comptes rend. 23. Juill. 1900, p. 288; A. Thevenin, Note s. l. Foss. du Carbon. inf. du Djeb. Bechar; Bull. soc. géol. 1904, 4. sér., IV, p. 818—822.

24 Gautier, Le Mouidir-Ahnet; La Géogr. 1904, X, p. 1—18, und p. 85—102, Karte. Während des Druckes sind hinzugetreten: Gautier et Chudeau, Esq. géol. du Tidikelt et du Mouïdir-Ahnet, Bull. soc. géol. 1907, 4. sér. VII, p. 195—218, Karte, und Chudeau, Excurs. géol. au Sahara et au Soudan; ebendas. p. 319—346.

25 Jos. Thomson, The Geol. of S. Morocco and the Atlas Mountains; Quart. Journ. Geol. Soc. 1899, LV, p. 190—213.

26 Th. Fischer, Wiss. Ergebn. einer Reise im Atlas-Vorlande v. Marokko; Peterm. Mitth., Erg.-Heft, Nr. 133, 1900, 165 SS., Karten, insbes. S. 152 u. folg. — Auch das bald darauf erfolgte Erscheinen von Schnell's Karte des Marokkan. Atlasgebirges war als ein wesentlicher Fortschritt zu bezeichnen; ebendas. No. 103, 1892, 119 SS., Karte.

27 Hier mögen nur die letzten zusammenfassenden Arbeiten genannt sein: A. Brives, Les terr. crétac. du Maroc occid.; Bull. soc. géol. 1905, 4. sér., V, p. 81—96, Karte, und dess. Contrib. à l'Etude géol. de l'Atlas Maroc.; ebendas. p. 379—398, Karte; ferner L. Gentil, Observ. géol. dans le Sud-Maroc; ebendas. p. 521—523; dess. Contrib. à la Géol. et à la Géogr. phys. du Maroc; Ann. de Géogr. 1906, XV, p. 133—151, und Not. sur l'Esquisse géol. du Haut Atlas occ.; ebendas. 1907, XVI, p. 70—77, Karte; dess. Mission de Segonzac; Explor. au Maroc, $8^0$, Paris, 1906, 364 pp.; P. Lemoine, Mission dans le Maroc occid.; Rapport au Comité du Maroc, $12^0$, Paris, 1905, 223 pp., Karte.

28 Lemoine, Mission, p. 191, Fig. 50.

29 Lemoine, eb. das., p. 183—197. Nach dem hier gegebenen Profile des W. Reraja würde es scheinen, als ob die Kreideschichten des Haouz vom N.-Rand des Hoh. Atlas abgesunken seien. Deutlich ist solches Absinken ausgesprochen von Brives et Braly, Sur la Constit. géol. de la Plaine de Marrakech; Bull. soc. géol. 1906, 4. sér., VI, p. 56—66.

30 Lemoine, Sur la constit. du Dj. Hadid; Compt. rend. 6. Fevr. 1905, p. 393, 394.

31 O. Lenz, Timbuktu, $8^0$, Leipz., 1884, II, S. 3, 16, 21, 49, und a. and. Ort.

32 Flamand, Sur la présence du terr. carb. aux envir. de Taoudeni (Sahara S. Occ.); Compt. rend. 17. Juin, 1907, p. 1387—1390.

33 Gentil, Ann. de Géogr. 1907, XVI, p. 74.

34 E. Dupont, Lettres sur le Congo, $8^0$, Paris, 1889, 724 pp., Karte, p. 385, 504.

# DREIZEHNTER ABSCHNITT.

## Die Alpen.

### I. Westlicher Theil.

Lage der Alpen. — Fortgang der Erforschung. — Theilung der Alpen. — Zone des M. Blanc. — Der Carbonfächer und das Briançonnais. — Deckschollen. — Glarus. — Simplon und Tessin. — Ivrea. — Von der Dora Baltea zum Gesso. — Bis zum Meere. — Alpen auf Corsica. — Beziehungen zum Appennin.

Aus dem eben über N.-Africa Gesagten geht die eigenthümliche Lage der alpinen Ketten hervor, deren Mitte die Alpen bilden und deren Gesammtheit wir der Deutlichkeit halber die Alpiden nennen. Sie gehören zu den posthumen Altaiden.

Die Alpiden erstrecken sich vom Pontus bis Gibraltar. Im Norden liegen die vordevonischen Caledoniden mit submeridionalem Streichen, und im Süden mit ähnlichem Streichen die etwas älteren Sahariden. Zwischen diesen, durch ihr querliegendes Streichen eine neue Phase der Gebirgsbildung anzeigend, liegen im Bogen von Schlesien durch Deutschland, Frankreich, Spanien, Marokko bis zum Dj. Bechar bei Figuig die in Horste aufgelösten Reste der vorpermischen Altaiden. Sie bilden den Rahmen, innerhalb dessen die Alpiden aufgebaut worden sind.

Ein Blick auf die Gesammtheit des Erdmeridians, soweit er der Forschung zugänglich ist, nämlich von Spitzbergen bis zum Cap der Guten Hoffnung, lehrt nun, dass dieser Rahmen der einzige Raum ist, in dem vom äussersten Norden bis zum äussersten Süden postpermische Faltung in grossem

Maasse sich geäussert hat. Die Gebirge am Cap sind nämlich höchstens permischen Alters. Die posthumen Faltungen des Paris-Londoner Beckens und die anderen posthumen Altaiden erreichen nur ein geringeres Ausmaass. Man kann ohne wesentlichen Irrthum sagen, dass fast die gesammte, seit dem Carbon eingetretene Contraction eines grossen meridionalen Ausschnittes innerhalb dieses Rahmens zum Ausdrucke gelangt. Dieses hat Haug schon im Wesentlichen erkannt.

Dabei stehen die Alpiden den Altaiden nicht so fremd gegenüber wie diese den Caledoniden und Sahariden. Leichter verständlich wird nun auch der Umstand, dass trotz der nahen Beziehungen zu Asien dennoch freie Enden am östlichen und am westlichen Ende auftreten, im Osten im O.-Balkan, im Sporn von Valeni, an der östlichsten, innersten Falte des Juragebirges (Gislifluh-Kistenberg, fortgesetzt in einem Sattel der Molasse[1]) und ebenso im Westen, in den Balearen.

Der Rahmen ist aber gegen Ost und Südost offen. Nachdem die Sudeten unter den Karpathen verschwunden und der Rand der russischen Tafel, so wie das Kimmerische Gebirge überwältigt sind, der Rahmen somit auf dieser Strecke von den Alpiden überstiegen wurde, bleibt von der Krim bis Figuig ein weites Gebiet offen, das der Sahara und dem dinarischen Randbogen angehört. In diesem Randbogen ist bekanntlich ein intercarbonischer Unterbau vorhanden, haben sich jedoch nach demselben Plane Faltungen bis in die Tertiärzeit fortgesetzt, und diese Faltungen sind nach Süd gerichtet. Hier herrschen daher asiatische Merkmale (III, 422).

Dieses Stück des peripherischen Baues von Asien ist in seiner Gesammtheit, obwohl südwärts gefaltet, gegen Nordwest in den Rahmen der Alpiden hineingetreten und hat ihre Ausbildung so tief beeinflusst, dass die Breite der Alpen in dem Meridian von Innsbruck auf etwa 100 Kilom. eingeengt wird. Die Contraction des Planeten äussert sich daher in diesem Raume auf zweierlei Art, nämlich durch die Gesammtbewegung der Dinariden, welche nicht aus Faltung hervorgeht, und durch die Häufung der verschiedenartigen Dislocationen, welche die Alpiden aufgebaut haben. Während dieses Aufbaues hat daher von SO. her Einengung des Rahmens stattgefunden, und es ist ein bemerkenswerther Umstand, dass die Dinariden niemals gleich den

Altaiden zu einem passiven, stauenden Vorlande werden, sondern dass ihnen vielmehr als Rückland, z. B. am Brenner, eine mäßige, schiebende Wirkung zuzukommen scheint.

Nun sind zuerst die Alpen zu betrachten.

Fortgang der Erforschung. Fünf Staaten: Italien, Frankreich, die Schweiz, Baiern und Oesterreich, theilen sich in das herrliche Hochgebirge. Dieser Umstand hat an sich eine gewisse örtliche Ungleichmässigkeit der wissenschaftlichen Arbeit erzeugt zu einer Zeit, in der weder die Verkehrsmittel im Grossen, noch die Zugänglichkeit des Gebirges, noch die topographischen Karten den heutigen vergleichbar waren.

Die Arbeit ist in jener Reihenfolge vor sich gegangen, welche die inductive Methode und die Natur des Gegenstandes vorschreiben.

Zuerst kam die analytisch-descriptive Periode. Escher und Studer's Karte der Schweiz und Franz v. Hauer's Karte von Oesterreich können als Denkmale jener Zeit gelten.

Dazu gesellten sich bald die Versuche localer Synthese. Escher's erste Profile der sogenannten Glarner Doppelfalte, dann im J. 1865 Desor's Versuch, die Centralmassen der Schweiz in concentrische Bogen zu ordnen, im folgenden Jahre 1866 Lory's Vorschlag, den Bau der französischen Alpen auf Brüche zurückzuführen, mögen genannt sein, und wer Gerlach's Schriften aus jener Zeit mit Aufmerksamkeit prüfen will, wird manchen weit vorauseilenden Gedanken antreffen. Dann, in dem Maasse, in welchem der Umfang des in Vergleich Gezogenen sich erweiterte, traten die Einheit des ganzen Alpensystems, der passive Charakter der Centralmassen, der einseitige Bau, die allgemeine Bewegung gegen Nord und der stauende Einfluss des Vorlandes hervor. Schon im J. 1877 bemerkte Friedr. Teller, dass der Kalkphyllit unter die Südostseite der Gneissberge von Oetz und Stubai hinabtauche, als wären die Kalkphyllite einer gewaltigen, schief nach NNW. geneigten Falte des Gneiss eingeschichtet.[2]

Leitlinien für die Alpen wurden entworfen, die Karpathen und der Appennin angefügt, die Dinariden abgeschieden. Während der Grundplan sich allmählig enthüllte, trat im J. 1884 ein grosser Fortschritt im Verständnisse des inneren Baues durch M. Bertrand's Vergleich mit dem belgischen Kohlenrevier ein: die Möglichkeit horizontaler Verfrachtung der Massen (charriage) wurde dargelegt.[3]

Dann wurde die Aehnlichkeit von Desor's erster Zone von Centralmassen der Schweiz (Mercantour, Pelvoux bis M. Blanc und bis zum Rhein) mit dem variscischen Vorlande erkannt.

Diese Aehnlichkeit zeigte C. Schmidt im J. 1880[4]; weiter ging im J. 1890 M. Lévy in der Annäherung der Beschaffenheit des M. Blanc an jene des Central-Plateau's[5] und 1891 sprach Kilian mit Bestimmtheit aus, dass diese Centralmassen Theile des Vorlandes sind.[6]

Unterdessen erwachte im Osten lebhafter das Bedürfniss des Vergleiches mit dem Westen; Früchte davon waren im J. 1890 Noe's Uebersichtskarte des ganzen Zuges der Alpen[7] und 1891 Diener's Schrift über die Westalpen, welche die Feststellung der Zone des Briançonnais veranlasste.[8]

Eine Meinungsverschiedenheit hemmte die französischen und italienischen Arbeiten. Die Glanzschiefer (schistes lustrés) wurden in Italien in Uebereinstimmung mit Gastaldi für palaeozoisch oder praepalaeozoisch gehalten und diese Meinung fand an Zaccagna einen erfahrenen Vertreter. Lory schrieb ihnen mesozoisches Alter zu. Das Urtheil schwankte, bis im J. 1894 M. Bertrand sie endgiltig der mesozoischen Zeit zuwies, soweit nicht etwa noch tertiäre Bildungen betheiligt sein möchten.[9] Nicht lange darauf bewiesen Franchi und Stella durch Funde von mesozoischen Versteinerungen die Richtigkeit dieses Ergebnisses.[10]

Marc. Bertrand's Ansichten über Verfrachtungen waren herangereift. Im Westen schilderten Kilian und Haug Deckschollen ausserhalb des Mercantour und des Pelvoux. Schardt, wohl einer der ersten Anreger, gab lehrreiche Profile grosser Verfrachtungen aus der Umgebung des Genfer See's. Im J. 1901 konnte Lugeon nachweisen, dass nicht nur die ausserhalb (N. und W.) der Zone des M. Blanc liegenden helvetischen Alpen weithin überfaltet und in Schuppen gelegt sind, sondern dass auch grosse Theile des innerhalb (südlich und östlich) von dieser Zone gelegenen Hochgebirges über diese Zone hinweg auf die äusseren Ketten getragen wurden. Das gesammte Chablais und die Freiburger Alpen sind solche verfrachtete Massen.[11]

Weiter im Osten haben langjährige gewissenhafte Forschungen im Gebiete der Glarner Doppelfalte Heim zu der Ueberzeugung geführt, dass die Meinung M. Bertrand's und anderer, es sei nur eine einzige grosse Ueberfaltung vorhanden, die richtige ist.

Am oberen Inn fanden Lugeon und Termier, dass in einem Fenster ältere Decken unter der Decke der Ostalpen sichtbar sind. Steinmann, ursprünglich anderer Meinung, gelangte zur gleichen Ansicht.

Im westlichen Theile der Ostalpen vertrat Rothpletz schon sehr früh den Bestand solcher Verfrachtungen. Später, und insbesondere bei dem Congresse von 1903, haben Lugeon, Termier und Haug versucht, für andere Theile der östlichen Alpen einen ähnlichen Bau nachzuweisen. Die Meinung wurde ausgesprochen, dass die ganze 480 Kilom. lange Zone der östlichen Kalkalpen auf fremder Unterlage schwebe.

Zugleich traten fern von einander zwei neue Gruppen von Erfahrungen hervor. Die erste ergab sich aus den heute noch nicht abgeschlossenen Studien Becke's und seiner Mitarbeiter über den Central-Gneiss der Tauern, die zweite aus dem Baue des Simplon-Tunnel's, der den Ausgangspunkt für die Gliederung der inneren Zonen der westlichen Alpen geliefert hat.

Die unerwarteten Ergebnisse haben die Arbeitslust gesteigert, und der hier folgende Versuch einer Uebersicht wird unternommen in einer Zeit, in welcher neue Ergebnisse in unausgesetzter Folge zuströmen und die Kenntniss von den einzelnen Theilen der Alpen noch eine recht ungleichartige ist. Betrachtungen über den Vorgang ihres Aufbaues können nur mit einem grossen Maasse von Vorbehalten versucht werden und nur auf jener breiteren Grundlage, welche der Vergleich mit anderen Hochgebirgen darbietet. Sie folgen aus diesem letzteren Grunde erst in späteren Abschnitten.

Theilung der Alpen. Drei Grenzen von verschiedener Art ermöglichen (abgesehen vom Juragebirge und der Molasse) eine zur ersten Uebersicht dienliche Gliederung der Alpen.

Die erste ist die scharf gezeichnete südliche oder dinarische Grenze. Vom Südrande des Bachergebirges in Steyermark zieht sie fast geradlinig gegen WNW., kreuzt den Brenner zwischen Brixen und Sterzing, wendet sich dann gegen SSW., dann SW. und WSW., erreicht die Adda und, über die nördlichen Theile des Comer See's und des Lago maggiore hinstreichend, gelangt sie endlich im Bogen W. vom See von Orta an die lombardische Ebene. Sie ist eine Linie der Pressungen und der Intrusionen.

Die zweite ist die Grenze der Westalpen gegen die Ostalpen. Sie gilt nicht für die Flyschzone. Sie ist am schärfsten

ausgeprägt am westlichen Rande des Rhätikon und setzt sich durch Oberhalbstein, dann im Nordosten der Disgrazia-Gruppe fort. Sie bezeichnet die Auflagerung eines höheren, östlichen Gebirgsgliedes auf tiefere, westliche Glieder.

Die dritte Linie ist am wenigsten ausgeprägt, richtiger gesagt am meisten durch spätere Vorgänge verändert. Sie scheidet innerhalb der Westalpen die piemontesischen von den helvetischen Alpen. Sie verläuft, abgesehen von bald zu erwähnenden Abweichungen, vom Ostrande des Mercantour, nahe dem Ostrande des Pelvoux und des M. Blanc gegen Ost zum Rhône-Thale, dann über Val Bedretto und Airolo gegen den Südrand des Gotthard. Beiläufig dieser Grenze folgt eine oligocäne Zone, Haug's Zone der Aiguilles d'Arves, die hier mit Termier die innere Flyschzone genannt werden soll. Sie tritt schon am Meeresufer auf und Kilian hat sie noch an der Ostseite des M. Blanc erkannt.

Auch am Aussenrande gewahrt man die Trennung dieser Aeste der Alpen. Das Juragebirge verfliesst mit den helvetischen Alpen an einer nach einwärts gegen Chambéry gerichteten Beugung. Die helvetischen (hier delphinisch genannten) Alpen vollziehen eine ähnliche, dem Pelvoux entsprechende Beugung gegen innen zur oberen Durance und eine zweite gegen den Var. An dieser enden sie, während die piemontesischen Alpen gegen das Meer hinaus streichen und in NO.-Corsica wieder erscheinen.

Bei dieser Eintheilung ist die oft genannte Zone des Briançonnais der Hauptsache nach zu den äusseren Theilen der piemontesischen Alpen gerechnet.

Zone des M. Blanc. Diese Zone von älteren Felsarten reicht vom Mercantour über Pelvoux, Grandes Rousses, Belle Donne und M. Blanc zum Gotthard und der Aar-Masse. Die Anlage des Bogen's scheint im Grossen dem variscischen Streichen im Vorlande zu entsprechen. Genauere Betrachtung zeigt aber, dass diese Uebereinstimmung nur im Osten vorhanden ist; in den Belle Donne beginnt stärkere Abweichung; in ihrem südlichen Theile herrscht so wie in den Grandes Rousses im Gegensatze zum Umrisse der Berge die Richtung NS. und im südwestlichen Theile des Mercantour OW.[12]

Ausser dieser Abweichung des Streichen's der Gesteine von der Richtung des Gebirges ist noch die wechselständige Reihung

zu bemerken. M. Lévy und Ritter haben gefunden, dass der ausserhalb der Grandes Rousses folgende südliche Ast der Belle Donne über Beaufort und den Prarion schräg zu den Aiguilles Rouges, folglich gegen den Norden des M. Blanc streicht. Die Fortsetzung des nördlichen Astes der Belle Donne zieht noch nördlicher, über Fleuret gegen Megêve.[13] Aehnlich verhält es sich mit der schrägen Linie Rhône—Furca—Urseren—Andermatt—Vorder-Rhein, die den Gotthard von der Aar-Masse scheidet.

Diese schrägen Abgrenzungen streichen etwas mehr gegen NO. als der innere Rand des Bogen's. Nicht nur auf diesen Linien, sondern auch über die Höhe wenigstens eines Theiles der Zone des M. Blanc hinweg hat Verbindung bestanden. Das zeigt die von Favre beschriebene jurassische Scholle auf einem Gipfel der Aiguilles Rouges und das Auftreten mesozoischer Synclinalen in den Gneissmassen selbst. Auf den Grandes Rousses und dem Pelvoux hat Termier ältere, vortriassische und jüngere, alpine Synclinalen unterschieden. Die älteren werden von den jüngeren unter verschiedenen, zumeist spitzen Winkeln gekreuzt.[14] Wo aber alpine Falten um den Fuss einer alten Masse herumschwenken, wie im Süden des Mercantour, bewegen sie sich wie eine Flüssigkeit am Rande eines Wehr's und kann die Abweichung von der Richtung der älteren Falten ein rechter Winkel werden.

Die Enden der einzelnen Massen lösen sich zuweilen in zwei oder drei, das südliche Ende des M. Blanc in sechs oder acht getrennte Anticlinalen von Gneiss auf, zwischen welche sedimentäre Synclinalen eintreten. Gegen das Innere der Massen verschwinden diese Synclinalen und erscheint die Masse einheitlich, aber man erkennt doch, dass der grosse Gebirgskern, wenn er weniger stark abgetragen wäre, sich noch viel weiter gegen sein Inneres in mehrere parallele Falten theilen würde, ähnlich jenen, die z. B. im Pelvoux erhalten sind. Dieses Ineinandergreifen der Falten wurde vor Jahren von Heim am Gotthard und am Ostende der Aar-Masse, dann von Lugeon an ihrem SW.-Ende beschrieben. Heim nennt die Erscheinung Verfaltung; in dem letzten Beispiele schwinden die verfalteten Zungen von Gneiss auf 2—4 M. herab.[15]

Dem fächerförmigen Baue des M. Blanc wurde zu grosse Bedeutung beigelegt. Solcher Bau tritt allerdings im Profil Chamounix-Courmayeur auf, aber der Gebirgsstock besteht, wie

Duparc und Mrazec gefunden und Ritter und andere Beobachter bestätigt haben, aus gedrängten, gegen NW. überschlagenen Falten. Man hat sich den alten Unterbau des M. Blanc vorzustellen als eine Mulde von krystallinischem Schiefer, welcher gegen NW. und gegen SO. je eine Zone älterer Schiefer vorliegt, aus denen Felsen von Granit und Protogyn aufragen.[16] Gerölle von Protogyn wurden in carbonischem Conglomerat getroffen.[17]

Baltzer hat drei granitische Intrusionen in der Aar-Masse beschrieben. Sie gehören in die Gruppe der variscischen Granite des Erzgebirges, des Harzes u. s. w.[18] Obwohl die Glieder der M. Blanc-Zone z. B. in der Transgression des limnischen Mittel- oder Ober-Carbon deutliche variscische Merkmale an sich tragen, darf man sie doch nicht als variscische Horste bezeichnen. Sie sind heraufgetragene Theile des mitgefalteten Untergrundes der Alpen und bestehen selbst aus wiederholten parallelen Falten. Sie treten zu Tage, weil die Längsaxen einzelner Bündel von Falten gemeinsam auf- und absteigen (surélévation des axes).

Der Carbonfächer und das Briançonnais. Vom Rhône-Thale oberhalb Sitten bis an den Meeresstrand von Savona streicht ein langer Bogen von carbonischen und permischen Sedimenten. Er zieht, zuerst dem Innenrande der M. Blanc-Zone parallel, über den Grossen und den Kleinen S. Bernhard, O. von Moutiers nach Briançon, ist im Thale des Guil unterbrochen, tritt von Neuem auf italienischem Gebiete hervor, streicht südlich von S. Dalmazzo vorbei und gelangt endlich, mit fast OW.-Richtung, bei Savona an das Meer.[19] Die Gesteine sind oft in halbkrystallinische, auch in gneissartige Schiefer umgewandelt. Pflanzenreste, verdrückte Anthracitflötze, auch Graphit bezeugen das Alter.

Dieser bogenförmige Zug ist nicht eine stratigraphische Grenze. Das geht deutlich aus Kilian's Arbeiten hervor. Er ist in dem grössten Theile seines Laufes insbesondere S. vom Grossen S. Bernhard, fächerförmig gebaut. Die Westseite ist gegen West, gegen M. Blanc und Pelvoux, überworfen und die Ostseite nach der italienischen Seite. Ebenso ist es das ganze folgende Gebirge einerseits bis an die älteren Gesteine des Pelvoux und anderseits bis an die italienische Ebene. Aeltere Auffassungen mochten den Gedanken nahe legen, dass dieser lange Fächer eine selbstständige Hebungsaxe sei. Er ist eine Zone der Stauung.

Vorläufig sind seine Beziehungen zu den jüngeren Sedimenten

zwischen Briançon und der Ostseite des M. Blanc zu betrachten. Unsere Führer sind auf der ganzen Strecke Kilian's umfassende Arbeiten.[20] Zu diesen kommen im Süden Termier's Studien N. und S. von der Stadt Briançon.[21]

In diesem langgestreckten, nicht allzu breiten Raume erscheint die innere Flyschzone. Sie beweist, dass noch zur Zeit des Ober-Oligocän das Meer hier verweilte. An der Ostseite des Pelvoux traf Kilian Flysch dem Gneiss normal aufgelagert. Er liegt auch transgredirend auf gefalteten, mesozoischen Schichten, wurde aber gleichfalls gefaltet und erreicht in den Aiguilles d'Arves, nahe N. vom Pelvoux, 3514 M.

In den mesozoischen Schichten der Schweizer Alpen pflegt man eine helvetische Facies, eine solche des Briançonnais und eine piemontesische Facies zu unterscheiden.

Die piemontesische Facies ist bezeichnet durch das Ueberwiegen der Glanzschiefer und durch die basischen grünen Gesteine. Trias ist durch Quarzite, Gyps und Marmor vertreten. Die zum grossen Theile zum Lias und Jura gehörigen Glanzschiefer treten auch im Westen des Carbonfächers, z. B. am Col de Seigne, auf und ebenso die grünen Gesteine an diesem und an anderen Orten. Es wird sich auch Gelegenheit finden, weiter im Norden Deckschollen zu erwähnen, die von SO. her über das Briançonnais oder aus letzterem vorwärts gegen West getragen sind. Ebenso wird es vor Besprechung der Ostalpen nöthig werden, den Begriff Facies etwas strenger zu erfassen. Hiebei wird sich ergeben, dass die Merkmale der piemontesischen Facies, nämlich die grünen Gesteine und die grössere Veränderung der Felsarten, accessorische Merkmale sind. Sie sind später hinzugetreten und der ursprünglichen Facies fremd. Termier hat seit lange erkannt, dass sie gegen die lombardische Ebene hin zunehmen.

Die Stadt Briançon selbst liegt im Carbon. Dem Carbonfächer sind auch mesozoische Synclinalen eingeschaltet.

Als Vertreter der Trias in der Nähe von Briançon nennt Termier Quarzit, dann grünlichen Schiefer mit Bänken von Dolomit und Kalkstein, auch Rauchwacke, Gyps und phyllitischen Marmor, dann bis 300 M. Kalkstein mit Gyroporellen und Crinoiden. Lias erscheint als Breccie (Brêche du Telegrafe), doch auch in verschiedenartiger Entwickelung, insbesondere als dunkle

Kalkplatten mit Pentacrinus, und da schwarze Kalkschiefer mit Av. contorta erwähnt werden, ist auch die rhätische Stufe inbegriffen, dann Jura (Calc. de Guillestre) mit Phylloceras, Aptychus u. A., häufig als Globigerinen-Kalk. Der ganze obere Theil dieser Schichtfolge ist streckenweise in plattigen Marmor (M. en plaquettes) umgewandelt, der auch die Kreide umfassen mag und bis 700 M. mächtig wird.

Diese Serie weicht von der helvetischen Serie ab. Gyroporellen-Kalk und Aptychen-Kalk erinnern weit mehr an Theile der Ostalpen. Aber in der gedrängten Reihe von Falten und Schuppen zwischen dem Carbonfächer und der M. Blanc-Zone stellen sich, soweit sich die Sachlage beurtheilen lässt, die abweichenden Glieder nicht gleichzeitig und an einer bestimmten Grenze ein, so dass Serien mit gemischten Merkmalen möglich werden.

Wird nun ein Stück der typischen, äusseren, helvetischen Schichtfolge mit einer typischen Serie des Briançonnais, z. B. mit einer von Ferne herbeigetragenen Deckscholle, verglichen, so tritt beträchtliche Verschiedenheit hervor, aber in dem breiten, heute verdrückten Raume, über welchen die Verfrachtung stattgefunden hat, haben Uebergänge bestanden.

Nun erlangt auch die wechselständige Reihung der Gneissmassen der M. Blanc-Zone ihre Bedeutung.

Das schliessliche Ergebniss ist, dass die Belle Donne gegen NO. im helvetischen Gebiete verloren gehen und dass die Grandes Rousses sammt den begleitenden Synclinalen an die Nordseite des M. Blanc und zum Theile in seine synclinalen Verfaltungen hinein streichen. Aus den mesozoischen Falten zwischen Belle Donne und Grandes Rousses werden die hohen Kalkberge der Diablerets, Wildhorn u. s. w. und es gewinnt den Anschein, als wären Grandes Rousses, vielleicht auch ein Theil des Pelvoux mitsammt dem M. Blanc von einer nachträglichen Aufsattlung des Gebirges betroffen.

Man erkennt nun, dass der Ausdruck „Briançonnais“ bald in einem engeren und bald in einem weiteren Sinne gebraucht worden ist. Thatsächlich ergibt sich aus Kilian's lehrreichen Darstellungen folgendes Querprofil: 1. Aeussere helvetische Falten. 2. Aeltere Gesteine der Belle Donne. 3. Mehrere Bündel von mesozoischen Falten, zwischen denen M. Blanc, die kleine Masse

von Rocheray am Arc und die Grandes Rousses, vielleicht auch Pelvoux, wie auf einem gemeinsamen Sattel hervortreten. 4. Die innere Flyschzone (Zone der Aiguilles d'Arves). 5. Noch eine mesozoische Zone (faisceau du Galibier, Kilian). 6. Der Carbonfächer mit eingefalteten mesozoischen Streifen (bis hieher war das Gebirge gegen W. überfaltet, von hier an geht die Ueberfaltung gegen O.). 7. Eine weitere mesozoische Zone (faisceau du Chaberton). 8. Glanzschiefer und piemontesische Alpen.

Die Gneissketten werden somit zweimal getroffen (Belle Donne und M. Blanc).

Nun mag man als Grenze der inneren Alpenzone die Kette des M. Blanc oder die innere Flyschzone oder den Carbonfächer ansehen. Kilian lässt seine Zone du Briançonnais mit dem Flysch beginnen; sie umfasst in dieser Form auch die Züge des Galibier (5). Dafür wird eine schärfere Grenze zwischen 7 und 8 gelegt.

Wir betrachten, wie gesagt, die Flyschzone (4) als die äussere Grenze der inneren oder piemontesischen Alpenkette, obwohl sie nachträglich zerrissen wurde, aber es muss wiederholt werden, dass diese Abgränzung weder gleichartig noch gleichwerthig ist mit der dinarischen, noch mit der ostalpinen Grenze.

Die piemontesischen Alpen erlangen grosse Verbreitung gegen NO. und O. Als ein Beispiel mag die Serie von Trias, Grünschiefer, Serpentin und Bündner Schiefer erwähnt sein, die Preiswerk zwischen Visp und Brieg im Rhône-Thale traf. Der Serpentin ist in Trias und Bündner Schiefer als ein dem Diabas und Gabbro ähnliches Magma eingedrungen und hat stellenweise Contact-Veränderungen hervorgerufen. Weitere Nachschübe sind als Wehrlit und Dunit erstarrt.[22] Dieses sind die Vertreter der grünen Gesteine von Piemont. Die Bündner Schiefer vertreten den Glanzschiefer.

In dieselbe Zone fällt auch der mächtige Streifen von Verrucano, Trias, Glanzschiefer und Kalkglimmerschiefer, welchen Heim bei Olivone, zwischen dem Gneiss der Adula und der Südseite des Gotthard beobachtete.[23] Die ganze Breite der Walliser Alpen bis an die Adda gehört hieher.

Deckschollen. Während soeben Synclinalen erwähnt wurden, welche, schräge durch die M. Blanc-Zone streichend, sich ausserhalb derselben zu mächtigen Kalkgebirgen entwickeln können, ist die Sachlage im Süden eine andere.

Zwischen Mercantour und Pelvoux bot diese Zone eine grosse Lücke und durch diese ist wie durch eine Pforte das gepresste Gebirge gegen Westen hindurchgetreten, ganz wie Wasser oder Eis, den Boden der Pforte ausfurchend, durch ein verengtes Profil sich hindurchzwängt (II, 436, Fig. 35 und 437, Fig. 36).

Die Betrachtung des Vorganges mag im Südwesten beginnen. Für den französischen Antheil des Gebietes folgen wir den Berichten von Léon Bertrand,[24] für die Berge N. von Mentone und Bordighera jenen Franchi's.[25]

Der Var beugt sich im rechten Winkel aus WO. gegen NS. und erreicht bei Nizza das Meer; er nimmt vom Mercantour her aus NNW. die Tinea und aus N. die Vésubie auf.

Die Masse des Mercantour hat sich in ihrem südlichen Theil gegen den Col di Tenda, d. i. gegen SO. gewendet, aber L. Bertrand fand, dass die Umrandung des Mercantour durch Perm und Trias an der Vésubie, daher weit westlich vom Col di Tenda, einen langen, gegen Süd vortretenden Sporn bildet. Er ist eine wichtige Grenze. Die Falten der O.- und SO.-Seite des Mercantour umgürten sein südliches Ende und gelangen bis an diesen Sporn. Hier endet plötzlich für oberen Jura und untere Kreide die Facies des Briançonnais und die helvetische Facies tritt an ihre Stelle. Die Schichten sind auf der Ostseite des Spornes gegen W. überschoben und überfaltet und diese Richtung hält am unteren Var bis nach Nizza an, wo das Streichen sich gegen WO. und die Ueberfaltung gegen S. gedreht haben. Zwischen Mentone und Bordighera ist wieder das Streichen mehr NS. und die Bewegung gegen W. gerichtet.

Das Gebiet östlich vom Sporn der Vésubie und der Ebene des unteren Var ist eine Erweiterung der durch den Mercantour gestauten Falten. Die innere Flyschzone (Zone der Aiguilles d'Arves) nimmt daran so grossen Antheil, dass man auf beträchtliche Strecken hin nur eine Erweiterung dieser Zone zu sehen meint.

Westlich von der Vésubie befindet man sich auf den nach Süd überschobenen äusseren, helvetischen (delphinischen) Falten, und innerhalb des Bogens des Var begegnen diese den in entgegengesetzter Richtung bewegten provençalischen Falten, die wir nicht zu den Alpen rechnen. Diese umgeben die Hyeren und den Esterel, deren krystallinische Schiefer bis zwischen Cannes und Antibes sichtbar sind.

An der Küste bei Monaco wurden die Spuren einer jungvulcanischen Breccie getroffen.[26]

Auf diese Art endet, einwärts gebeugt, am Var und der Vésubie die helvetische Kulisse.

Die provençalischen Falten an der W.-Seite des unteren Var sind so späten Bewegungen ausgesetzt gewesen, dass Zürcher bei Vence (NW. von Nizza) eine Decke von Trias und Jura traf, die über marines Miocän und muthmaasslich auch über pontische Sedimente geschoben und mit diesen neuerlich gefaltet ist, so dass Trias in einer miocänen Synclinale und Miocän unter einer Anticlinale von Trias erscheinen. Guébhard fand hier marines Pliocän, 20 Grad geneigt, 350 M. über dem Meere.[27]

Wir wenden uns gegen Nord.

Die von Innen hervortretenden Falten, so wurde gesagt, umgürten das SO.-Ende des Mercantour. Die Stelle der Berührung ist im Tunnel des Col di Tenda aufgeschlossen.[28] Von Tenda gegen Limone, an der Innenseite des Mercantour, tritt sehr rasche Verengung aller inneren Faltenzüge ein, und sie hält an bis zu seinem NW.-Ende. Dann öffnet sich die breite Pforte zwischen diesem und dem Pelvoux und hier erfolgt das zweite Vortreten der inneren Gebirgstheile.

Man sieht breite Deckschollen. C. Lory hielt sie für Inseln der eocänen Zeit, Goret für Horste. Haug und Kilian erkannten schon 1892 ihre wahre Beschaffenheit. Haug gibt das unmittelbar messbare Vortreten mit 25 Kilom., Kilian das Gesammtmaass der Bewegung mit 30—40 Kilom. an. Das NW.-Ende des Mercantour dürfte von diesen vortretenden Massen überstiegen worden sein, das Ende des Pelvoux aber nicht. Ueber die SW. streichenden helvetischen Falten tritt von Osten her in weiter Ausbreitung die innere Flyschzone, an ihrer Unterseite, begleitet von mitgerissenen Grundschollen der helvetischen Trias. Sie sind die Zeichen der Ausschürfung (Auskolkung) des Untergrundes der Pforte. Ueber dem Flysch lagern die gleichfalls aus dem Osten gekommenen mesozoischen Deckschollen des Ubaye. Der ganze Flysch des Embrunais ist aus dem Osten herbeigetragen.[29]

An der Ostseite des Pelvoux tritt neuerdings Verengung der inneren Zonen ein und an seinem Fuße zieht der Flysch nur als ein schmales Band gegen Le Monetier. Jenseits der Meige tritt der Umriss der alten Gesteine gegen West zurück; hier er-

weitert sich der Flysch und hier erheben sich, hoch aufgestaut, die Aiguilles d'Arves. Eine Pforte nach aussen ist nicht vorhanden; die Belle Donne bilden im Gegentheil einen geschlossenen Wall und in ihrem Schatten, gegen Grenoble hin, gibt es keine Deckschollen. Erst jenseits der Tarentaise erniedrigt sich dieser Wall und jenseits der Masse von Beaufort und des Fensters von Megève (in dem unter den Sedimenten krystallinisches Gestein sichtbar ist) entsteht eine orographische Lücke. Hier beginnen auch die Ueberschreitungen von Neuem, aber eine nähere Beziehung der-

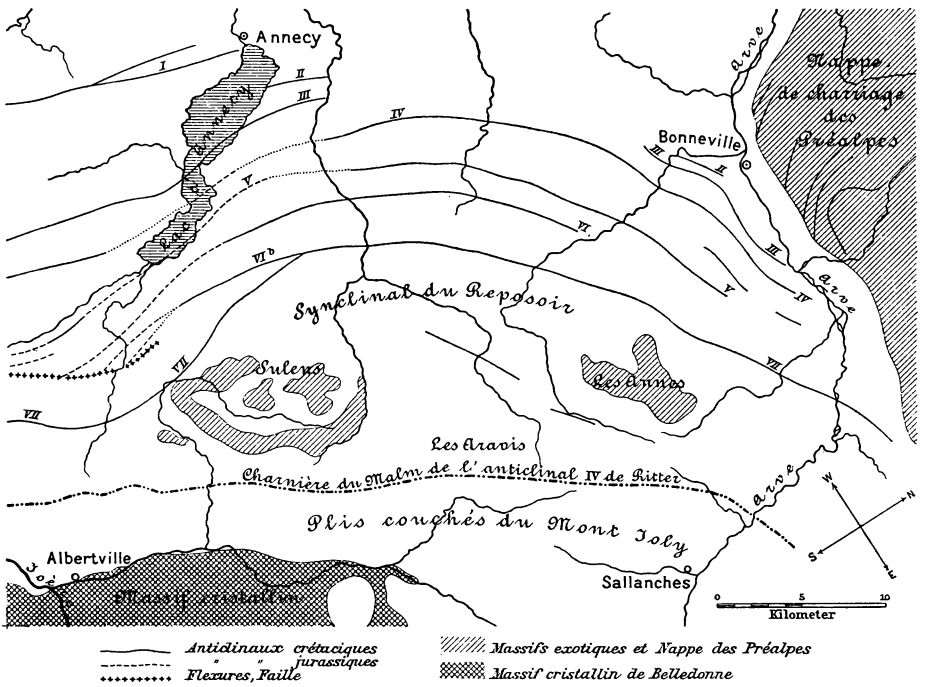



Fig. 15. Die Deckschollen von Sulens und les Annes (nach Lugeon).

selben zu dieser Lücke ist nicht kennbar. Ueber die helvetischen Alpen breitet sich nun im Norden der M. Blanc-Zone eine lange Reihe von Deckschollen aus.

Sie beginnen SO. von Annecy mit den kleinen Schollen von Sulens und les Annes. Diesen folgt S. vom Genfer See die grosse Scholle des Chablais, hierauf jene der Freiburger Alpen; dann folgt weiter gegen Ost eine lange Reihe kleinerer Vorkommnisse bis Iberg, endlich der Berglitten-Stein bei Buchs im Rheinthale. Renevier, M. Bertrand, Schardt und andere bewährte Forscher haben diese ortsfremden Massen beschrieben; Lugeon hat die befriedigende Lösung des Räthsels gebracht.[30]

Die landschaftliche Erfassung des Ergebnisses wird einigermassen dadurch erschwert, dass ausserhalb, hier also nördlich von der M. Blanc-Zone und nördlich auch von der Lücke zwischen M. Blanc und Finster-Aarhorn, eine Reihe hoher Kalkberge (les hautes chaînes, die Hochketten) hinstreicht (Aravis, Dents du Midi, Morcles, Diablerets, Wildhorn, Wildstrubel, Faulhorn u. A.), welche selbst, z. B. zwischen Morcles und Wildstrubel, in grosse Schuppen gelegt, mächtig gegen N. überschoben, dabei aber trotz ihrer Höhe Theile der helvetischen Alpenzone sind. Das Beispiel der westlichsten Deckschollen Fig. 15 ist für das Wesen der Gebirgsfaltung in mehreren Richtungen lehrreich; es ist einer älteren Arbeit Lugeon's entnommen.[31]

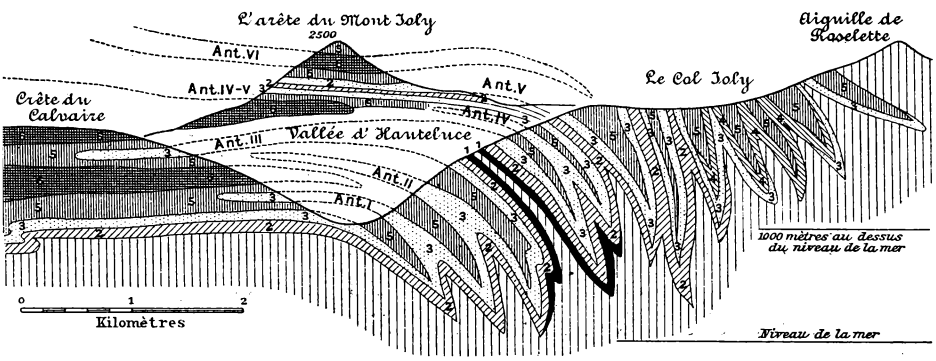



Fig. 16. Falten des M. Joly (nach Ritter).
*1* = Carbon; *2* = Quarzit; *3* = Rauchwacke; *4* = Rhätische Stufe; *5* = Liaskalk; *6* = Schiefer des oberen Lias.

Am unteren Rande von Fig. 15 erscheint das Nordende der Belle Donne. Bei Sallanches liegt die erwähnte Erniedrigung der alten Felsarten im Südwesten des M. Blanc und des Prarion (Aiguilles Rouges). Der M. Joly, ausserhalb Sallanches und vom Ende der Belle Donne, ist nach M. Bertrand's und Ritter's Profilen (Fig. 16) von zahlreichen Synclinalen oder Wurzeln durchzogen, die steil aus dem krystallinischen Schiefer aufsteigen und dann unter einem Winkel, der fast ein rechter werden kann, sich umbeugen.[32]

Einen ähnlichen Vorgang hat Termier im Pelvoux als die Strictur beschrieben. Im Himálaya wurde nicht selten bemerkt, dass in den Thälern steilere Schichtstellung herrscht als auf den Höhen. Vorläufig mag nur festgehalten werden, dass alle aus solchen Wurzeln hervorgehenden, wenn auch noch so ausgebreiteten Decken ihrem Ursprunge nach Falten (Synclinalen oder

Anticlinalen) sein müssen und sie werden allgemein als liegende Falten angesehen. Eine weitere Erörterung kann erst an späterer Stelle erfolgen auf einer breiteren Grundlage von Thatsachen.

Die Wurzeln des M. Joly sind eingeschaltet in Gesteine, die zum Aussenrande der Masse von Beaufort gehören. Sie sind dem äusseren Ende eines der quer durchstreichenden Bündel von Synclinalen zuzuzählen.

Ausserhalb des M. Joly zeigt wirklich Fig. 15 das in Malm geschlossene Ende einer der Anticlinalen, die zwischen den Wurzeln hervorgetreten sind. Nun sind auch schon die Aravis und mit ihnen die helvetischen Hochketten (hautes chaînes) erreicht.

Sie bilden theilweise den Rand einer Flyschmulde (Synclinal du Reposoir), welcher die ortsfremden Schollen von Sulens und les Annes auflasten, die nicht vom M. Joly kommen. Die äussere Umrandung der Flyschmulde fällt den concentrischen, helvetischen Jura- und Kreide-Ketten des Genêvois zu (I bis VII), welche bogenförmig vom See von Annecy zur Arve ziehen. Jenseits der Arve liegt der Rand der grossen Deckscholle des Chablais (Préalpes), und die helvetischen Bogen des Genêvois gerathen an der Arve zwischen diesen Rand und die Scholle von les Annes.[33] Eine kurze Anticlinale streicht auch mitten im Flysch zwischen Sulens und les Annes durch.

Aus dieser Anordnung ist mit Recht gefolgert worden, dass der Ueberschiebung von Sulens und les Annes noch bedeutende Bewegungen nachgefolgt sind, die wohl auch jünger waren als die Trennung des Chablais von les Annes und sogar zum Theile jünger als die Trennung von les Annes und Sulens. Diese Faltungen wurden behindert durch die fremden Schollen, die auf der Flyschmulde des Reposoir lasteten.

Hiemit erreichen wir einen der schwierigsten Punkte, der auch durch Fig. 15 nicht erläutert ist.

Die Lage des Chablais und der Freiburger Alpen entspricht beiläufig der Lücke zwischen Belle Donne und M. Blanc. Es ist gesagt worden, dass man Falten verfolgen kann von der Südseite der Belle Donne an die Nordseite des M. Blanc. Dieselbe schräge Reihung wiederholt sich in den Hochketten. Lugeon berichtet, dass die Morcles unter die Diablerets, diese unter Wildhorn, dieses unter Wildstrubel geneigt sind.[34] Nach NO.

gehend, gelangt man wie über eine tektonische Treppe in immer höhere Schuppen.

Diese Verfrachtung der Deckschollen von Sulens u. s. w. ist jünger als der oligocäne Flysch, dem sie auflagern, aber die eben erwähnten Bewegungen der Hochketten sind noch jünger; Stücke der ortsfremden Schichtfolge der Deckschollen sind in ihre Synclinalen eingefaltet. Zugleich mögen bei der letzten Faltung der Hochketten, wie bereits angedeutet wurde, die alten Massen der M. Blanc-Zone selbst eine nachträgliche Erhöhung erfahren haben und hiedurch vereinfacht sich einigermassen die Vorstellung von der Ueberschreitung dieser hohen Zone.

Im Osten wird auf diese Deckschollen zurückzukommen sein.

Glarus. Escher meinte, die Alpen zwischen dem östlichen Theile der Aar-Masse und dem Säntis bestünden aus zwei grossen, von Nord und von Süd her gegen einander gewendeten Falten. Diese Glarner Doppelfalte war eine für ihre Zeit überaus kühne Vorstellung. Als später die allgemeine Bewegung der Alpen gegen Nord bekannt wurde, begann man an einer solchen Gegenbewegung zu zweifeln und schon im Jahre 1884 sprach M. Bertrand öffentlich die Meinung aus, es sei im Glarus nur eine einzige, von Süd kommende Falte vorhanden.[35]

Die klassischen Arbeiten Alb. Heim's haben die Sachlage klargestellt.[36] Um ihnen auf einem von S. gegen N. gezogenen Profile zu folgen, begeben wir uns in das Vorder-Rhein-Thal oberhalb Ilanz.

Vorder-Rhein-Thal ist nicht die Fortsetzung des Rhône-Thales; diese liegt südlich vom Gotthard (Airolo, Scopi), während wir uns auf jener Einfaltung von Sedimenten befinden, die oberhalb Brieg von der ersteren Linie abzweigt und über die Furca, Andermatt und Disentis herbeistreicht. Die Gotthard-Masse verschwindet gegen Ost. Die Gesteine der Aar-Masse werden noch viel weiter im Osten, in der Thalfurche von Vättis und bei Felsberg, nur 6 Kilom. vom Rhein, sichtbar. Wäre der Gotthard nicht schon von Truns an zur Tiefe gegangen, so würden wir in einer der schrägen von helvetischen Synclinalen durchzogenen Theilungen der M. Blanc-Zone stehen.

Gerade von dieser Stelle an gewinnt an der Südseite der Aar-Masse Verrucano eine ansehnliche Breite. Ueber Ilanz hin steigt er vom Vorder-Rhein-Thale aus höher und höher an; endlich

reicht er über 3000 M. hinauf. Im Grossen bildet der Abhang eine gegen N. ansteigende Schichtfläche. In der Nähe des Tödi, z. B. im Val Frisal, wo noch die vorcarbonischen Felsarten der Aar-Masse sichtbar sind, kann man wahrnehmen, dass diese Schichtfläche des Verrucano dem höheren Flügel einer gegen N. geöffneten Synclinale angehört, in welche die mesozoische Serie eingeklemmt ist. Weiter im Osten löst sich der hochliegende Rand dieser Schichtfläche in mehrere Lappen von Verrucano auf, von denen einzelne weit gegen N. vortreten (Vorab 3025, M.,- Piz Segnes 3102 M., der abgetrennte Ringelspitz 3206 M. u. A.) und unter diesen Lappen von Verrucano werden in verkehrter Folge Trias, Jura, an einigen Stellen Kreide, endlich bis in die Tiefen der Thäler hinab eine grosse Mächtigkeit von tertiärem Flysch sichtbar. Dieser Rand von Verrucano über der verkehrten Schichtfolge ist es, der in früheren Jahren der südliche Flügel der Glarner Doppelfalte genannt worden ist.

Die Zerstörbarkeit des Flysch in der Tiefe hat die überfaltete Decke zum Abbruch gebracht und diesen hochliegenden Steilrand erzeugt, aber einzelne Reste bezeugen, dass die Decke weiter gegen Nord gereicht hat. Ein solcher Rest ist der Hausstock (3156 M.), kaum 4 Kilom. vom Rande des Vorab entfernt und durch ähnliche Reste (Muttlestock, Kalkstöckli) mit einem ähnlichen, gelappten, gegen Süd blickenden Steilrand von Verrucano (Kärpfstock 2798 M., Ruche 2613 M., Graue Hörner 2817 M.) verbunden. Dieser zweite Rand ist der Beginn des Nordflügels der einstigen Doppelfalte. Er ist thatsächlich die Fortsetzung des Südflügels und beide bildeten einst vereint einen die Flyschmassen des Linth- und des Sernfthales hoch überspannenden Dom.

Die eben genannten Grauen Hörner dieses zweiten Steilrandes liegen nördlich oberhalb Vättis und steigt man in die Tiefe des Calfeuser Thales hinab, so kreuzt man die ganze Synclinale, nämlich unter der hochliegenden Decke von Verrucano den Jura, hierauf die ganze Mächtigkeit des eingeklemmten Flysch und unter diesem in normaler Folge Kreide, Jura und Trias, bis in der Tiefe der alte Schiefer der Aar-Masse erreicht wird.

Wir kehren zum Nordflügel am Kärpfstock zurück.

Der höchste Theil des Domes ist überschritten. Jetzt senkt sich die Platte von Verrucano gegen Nord; wir können aber, ohne sie zu verlassen, auf ihr fortwandern bis an das Ufer des

Walen-See's, 35 Kilom. von unserem Ausgangspunkte am Vorder-Rhein. Dabei ist der unter dem Verrucano liegende Jura zu einem dünnen Streifen weissen Marmor's ausgewalzt worden und sind an diesem die Köpfe der Flyschfalten nach Nord überlegt. Unterdessen, während die Seehöhe der Verrucano-Platte um etwa 2600 M. abgenommen hat, haben sich über ihr concordante Lappen der normalen Auflagerung, Trias, Lias und Jura, eingestellt. Gegen Westen aber, gegen den Mürtschenstock, zieht eine Flyschzone durch diese Serie und trennt eine übergeschobene noch höhere Scholle (Murtschendecke Arn. Heim[37]) von Jura und Kreide ab (Kerenzenberg). Im Osten, bei Walenstadt, wird das Gleiche erwähnt.

Dann zieht neuerdings ein Flyschzug weit aus SW. herbei; bei Weesen erreicht er den Walen-See und er taucht unter die steil abfallenden Churfirsten. Er begleitet eine dritte Bewegungsfläche und trägt die mächtigen Kreidebildungen der Churfirsten und des eng gefalteten Säntis (Säntisdecke). Diese Kreide ist in ihrer Entwicklung verschieden von jener der unterliegenden Murtschendecke.

Jetzt folgt ein letztes Aufbäumen und Ueberlegen der nördlichsten Falten oder auch abgerissener Schollen gegen den äusseren Flyschzug und die Molasse. Dann ist, 45 Kilom. vom Vorder-Rhein-Thal, die Stirn der grossen Ueberfaltung erreicht.

Alb. Heim erzählt von den schweren Zweifeln, die Escher bewegten, bevor er es unternahm, seine Ansichten über die Doppelfalte zu veröffentlichen. Heute haben noch grössere Auffassungen ihren Weg gefunden und das den Dom krönende und erweisende Verbindungsstück, der Hausstock, gestaltet sich zu einem Denkmale der gewissenhaften Arbeit, durch welche eben diese beiden Männer diesen neuen Weg der Erkenntniss gangbar gemacht haben.

Vom Lintthale gegen West setzt der Flysch fort, den wir in der Tiefe unter dem grossen Dom getroffen hatten. Er steigt unter dem Clariden-Gletscher zu beträchtlicher Höhe auf und sein Nordrand erreicht bei Flüelen die Umrandung des Vierwaldstätter See's. Der ganze Südflügel über ihm ist abgetragen. Spuren von Verrucano zeigen sich als ein langes Band unter dem nördlichen Steilrande und von hier an sieht man wieder die Ueberfaltungen gegen N. Der Jura keilt schon nahe bei Flüelen aus und alle nördlicheren Ketten gehören der Kreide an, welche auch

hier durch Flyschzüge getheilt ist, die Bewegungsflächen anzeigen. Hier, O. vom Vierwaldstätter See, nehmen die Kreidedecken mehr die Merkmale von Tauchdecken an, indem sie die Stirn ihrer Anticlinalen nach abwärts wenden.

Bei Iberg legen sich Schollen der Chablais-Verfrachtungen auf die vordersten Flyschzüge im Norden der Glarner Ueberfaltung. Am Rhein, zwischen Buchs und Grabs, schaltet sich zwischen Churfirsten und Säntis eine Flyschzone ein; es ist wohl dieselbe, welche die Säntisdecke von der Murtschendecke trennt. Sie wird sehr breit; sie trägt den Berglittenstein. Gegen Ost sinken die Fortsetzungen der Churfirsten unter den Falkniss.

Es bleibt kein Zweifel, dass die grosse Zone ortsfremder Deckschollen in einzelnen Resten auf Bildungen lagert, die zur Glarner Faltung gehören.

Während nun die Churfirsten gegen SO. schwenken, setzt der Säntis die NO.-Richtung fort und tritt als eine breite Reihe von Kreidefalten zwischen Feldkirch und Dornbirn in die Flyschzone der Ostalpen ein. Die Einzelheiten der sigmoiden Verbindung kennt man auf der linken Seite des Rhein's insbesondere durch Blumer.[38]

Simplon und Tessin. Zwischen der M. Blanc-Zone und der dinarischen Grenze ist ein hoher Grad von Veränderung der Gesteine vorhanden. Kalkreiche mesozoische Sedimente sind in Marmor und Glanzschiefer, Perm und Carbon in graphitischen Schiefer, Diabas, Gabbro, Peridotit sind in Grünschiefer und Amphibolit umgewandelt, und es wird oft recht schwer, die Grenze von normalem carbonischem Sediment gegen Gneiss festzustellen. Hier lag offenbar einstens concordant unter Trias eine mächtige Serie von thonigen und sandigen Ablagerungen der Perm- und Carbonzeit, die an einzelnen Stellen, namentlich im Carbonfächer, durch Pflanzenreste u. A. kennbar geblieben sind, anderwärts aber als der beweglichste Theil der Gesteinsfolge den grössten Theil der dynamischen Einwirkung auf sich genommen haben und dabei zu Casanna-Schiefer, Thonglimmer-Schiefer und Talkgneiss wurden. Auf diesen liegt heute noch kennbar und concordant die untere Trias, während die Grenze gegen die Unterlage des Carbon schwer oder gar nicht zu finden ist.

In Uebereinstimmung hiemit bezeichnet die französische Uebersichtskarte (1 : 1,000.000) alle innerhalb der Zone des M. Blanc

gelegenen grossen Massen vom Simplon bis in den Süden (M. Rosa, Dent Blanche, Gr. Paradiso u. A.) nicht als Gneiss, sondern im Gegensatze zum M. Blanc oder Pelvoux als Carbon und Perm. Auch granitische Gesteine treten auf; sie werden zum Theile für carbonisch gehalten. Ob hier neben den mechanischen auch andere Einflüsse, z. B. Erhöhung der Temperatur, auf die Gesteine eingewirkt haben, mag eine offene Frage bleiben.[39]

Der 19·7 Kilom. lange Tunnel des Simplon durchfährt senkrecht auf das Streichen mit der Scheitelhöhe von 705 M. den 3558 M. hohen Stock des M. Leone. Man durfte von diesem Baue wichtige Aufschlüsse erwarten; er hat sie gewährt. Schardt hat die wechselnden Meinungen und das schliessliche Ergebniss übersichtlich dargestellt. Sein Profil von 1907 ist mit seiner gütigen Zustimmung in Fig. 17 verkleinert wiedergegeben.[40]

Verschiedene Gneisse (Antigorio, M. Leone-Gneiss u. A.) und mesozoische Schichten sind vorhanden. Die letzteren bestehen aus Trias (gneissartige Arkosen,

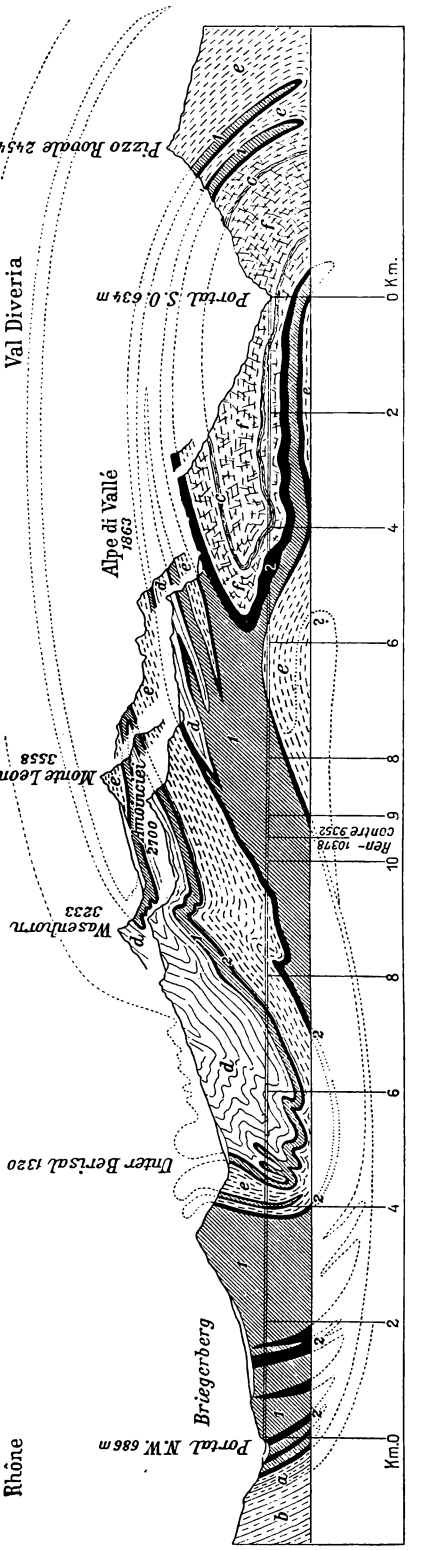



Fig. 17. Der Simplon-Tunnel (nach einer von Herrn Schardt gütigst mitgetheilten Zeichnung verkleinert).
1 = Jura (Glanzschiefer, granatführender Sericitschiefer, Kalkschiefer und glimmeriger Kalkstein); 2 = Trias (schwarz; dolom. Kalk, krystall. Marmor, Gyps, Sericitschiefer); a = Gneiss der Massa (Grauwacke); b = Gneiss der Aar-Masse; c Glimmerschiefer in Gneiss; d = schieferiger Gneiss, oft glimmerig und amphibolführend; e = gebankter Gneiss des M. Leone; f = massiger, granitoider Gneiss, Typus Antigorio.

Quarzit, Gyps, Dolomit, Marmor) und Jura (Glanzschiefer, graue Thonschiefer, Kalkgraphit mit körnigem Kalkstein, Granatphyllit). Auch Spuren von Grünschiefer treten auf. Diese mesozoischen Schichten dringen als eine gedrückte Synclinale von Norden her durch fast die ganze Länge des Tunnels, d. i. durch mehr als 19 Kilom., zwischen die Gneisse ein, und indem sie von der Mitte an einen starken Ast gegen süd- und aufwärts abgeben (Vallé), trennen sie völlig die oberen Gneissmassen sammt dem Gipfel des M. Leone von dem unteren (Antigorio-) Gneiss ab. Dieser obere, schwebende Theil ist nochmals durch eine mesozoische Zwischenlage getheilt. In die nördliche Hälfte der langen Synclinale dringen von oben her die auflagernden Gneisse in wiederholten Anticlinalen wie die Köpfe von ebenso vielen Tauchdecken ein. Von Süden her tritt zwischen das Ende der langen Synclinale und den Ast von Vallé ein mächtiger, 4—5 Kilom. langer Keil von Antigorio-Gneiss.

Mit anderen Worten: in die mesozoische Serie ist zuerst von Süden her der Antigorio-Gneiss eingefaltet, und dann ist über die gefaltete Masse der Gneiss des M. Leone gleichfalls aus Süd herüber getragen worden, und der M. Leone selbst ist aus zwei Theilen, d. i. aus zweifacher Aufschiebung entstanden. Alles ist aber gemeinsame Faltung von Gneiss und mesozoischem Sediment.

C. Schmidt und A. Stella haben aus den vorliegenden Beobachtungen andere Profile abgeleitet. Allen ist aber die tiefe Einfaltung der mesozoischen Sedimente zwischen die Gneisse gemeinsam und aus dieser ergibt sich ein neuer Schlüssel für die Gliederung der Gneissmassen. Zuerst ist zu erinnern, dass der von Nord her, d. i. aus dem Rhône-Thale, in den Tunnel eintretende sedimentäre Saum nichts Anderes ist, als ein Theil des von Brieg gegen Airolo an der Südseite des Gotthard hinziehenden mesozoischen Gürtels, welcher die tektonische Fortsetzung der inneren Flyschzone und des Briançonnais (im engeren Sinne) darstellt. An der Südseite des Gotthard-Tunnel's tritt deutliche Rückfaltung ein.[41] Die Bewegungen im Simplon-Tunnel entsprechen der Vorfaltung der südlichen, piemontesischen Alpen.

Bewegen wir uns nun weiter gegen Ost. Im Süden der Linie von Andermatt ist der Gotthard geschwunden und das Land hat sich geöffnet. Ebenso ist es im Süden der Linie von Airolo, und die inneren sedimentären Zonen münden in das weite, von

Bündner Schiefer bedeckte Land, das über Lugnetz, Safien, über Chur bis in den Prättigau sich ausbreitet. Von der Airolo-Linie dringen Zungen von mesozoischem Gestein südwärts zwischen die Gneisse. Alb. Heim hat sie beschrieben.[42]

Die Gneissmassen sind hier in liegende Falten getheilt, die nach N. vortreten; zugleich liegt jede östliche Strecke über der im Westen folgenden. Das Streichen der Falten bleibt jenes der Alpen, aber jeder Theil sinkt im Streichen gegen Ost. Bündner Schiefer legt sich von Osten her im Averser-Thale an oder auf den Gneiss der Sureta. Dieser lagert auf einem mesozoischen Streifen, der im Liro-Thale 20 Kilom. weit aufwärts verfolgt wurde. Das ist die Linie des Splügen-Passes. Unter diesen Streifen senkt sich der Gneiss der Tambo-Masse, und diese wird im Westen unterlagert von dem gleichfalls auf 20 Kilom. bekannten mesozoischen Streifen des Misox-Thales. Das ist die Linie des Bernardino-Passes. Unter diesen Streifen sinkt von Westen her das Adula-Gebirge; die einzelnen Gneissmassen sind mit ihrer Stirn schrittweise weiter nach N. gerückt und mit der Adula beginnt die Einengung der Hauptmulde, d. i. der Airolo-Linie. Unter die Adula sinkt von Westen der mesozoische Streifen des Blennio-Thales und unter diesen der Gneiss des Molare.[43] Damit sind Val Leventina und Airolo erreicht. Diese von Avers und dem Septimer Passe schrittweise nach Nord vortretenden, gegen West sich stufenweise überdeckenden Gneisse darf man als Theile der piemontesischen Alpen ansehen. Sie tauchen aus dem Bündner Schiefer zwischen der Airolo-Linie und Oberhalbstein hervor und bilden, ganz wie die helvetischen Hochketten in den Berner Alpen, eine nach West blickende, tektonische Treppe.

Bis zur Dora Baltea. Die Blätter XVIII, XXII und XXIII der Schweizer Karte zeigen im Westen den Carbonfächer und bis zum Querthale der Dora Baltea lange ihn begleitende mesozoische Falten bis zum Zuge des Grossen S. Bernhard. Zwischen diesem und der dinarischen Grenze erheben sich einige der höchsten Gipfel der Alpen (M. Rosa, Grand Combin, Dent Blanche u. A.). Hier treten an die Stelle der langen, streichenden Linien, auf diesen älteren Karten unregelmässige, unterbrochene, zum Theile labyrinthische Windungen von Marmor und breit zwischen die Gneisse eindringende Strecken von schieferigen Sedimenten.

Bereits im J. 1902, bevor noch die Ergebnisse im Tunnel

völlig ermittelt waren, hat Lugeon die Zerlegung des Gebirges versucht; im J. 1905 gelangte er zur Unterscheidung von sieben über einander folgenden, durch mesozoische Einschaltungen getrennten Gneissdecken.[44] Diese kühne Auffassung hat nicht die uneingeschränkte Zustimmung der italienischen Fachgenossen gefunden. Stella, Franchi, Novarese haben Einwendungen erhoben, die hauptsächlich auf den Bau der südlicheren Strecken begründet waren.[45] Dabei ist jedoch das auffallendste Ergebniss, nämlich die Auffassung der gewaltigen Masse der Dent Blanche als einer schwebenden Deckscholle, allseits als richtig anerkannt worden. Die Herkunft dieser Scholle soll an späterer Stelle, nach Besprechung der Gesteine von Ivrea, neuerdings erörtert werden.

Der Simplon ist darum so lehrreich, weil hier sehr tiefe tektonische Horizonte sichtbar werden. Im Tessin, d. i. gegen Ost, wurde der stufenförmige vom Simplon abgeneigte Bau bereits erwähnt; etwas Aehnliches zeigt sich gegen W. und SW.[46]

Im Sinne von Schardt's Beschreibung des Tunnel's und von Lugeon's Zergliederung des Hochgebirges sind Decken und Deckschollen vorhanden, alle hervorgegangen aus liegenden Falten. Die Masse des S. Bernhard ist vielleicht abzuscheiden oder einzuschränken.

Lugeon's Decke I (Gneiss von Antigorio) im Süden des Tunnel's aufgeschlossen, mit Ausnahme einer etwa bei Crodo hervorblickenden Masse, als der tiefste hier sichtbare Gneiss aufgefasst (*f*, Fig. 17), bleibt das tiefste Glied. Die Decken II (Lebendun) und III (M. Leone) (*e*, Fig. 17) sind es, die im Tunnel von oben her als Tauchdecken ihre anticlinalen Köpfe in die lange mesozoische Synclinale senken. Ihre räumliche Ausdehnung ist geringer als jene der anderen Decken.

IV (S. Bernhard) streckt sich im Westen weit längs des Carbonzuges gegen Süd hin und nimmt gegen die Dora Baltea deutlich einen windschiefen Bau an, in dem der Gneiss erst im Sinne des deckenförmigen Baues gegen Ost, im Süden aber gegen West, d. i. unter den Carbonzug geneigt ist. Diese von den italienischen Forschern festgestellte Thatsache zeigt den Beginn des fächerförmigen Baues an, der weiter gegen Süd mehr und mehr hervortritt.

V (M. Rosa) hebt sich gegen NO. und schaltet sich unter die folgenden Decken ein. Dent Blanche (VII) ist eine über das

breite mesozoische Gebiet Zermatt-Chatillon vortretende Deckscholle. Der langgestreckte Zug des Sesia-Gneisses (VI) gilt zugleich als der eingewurzelte östliche Theil von VII; es wird sich zeigen, dass er noch weiter zertheilt ist.

Diese Auffassung ist in den wesentlichen Theilen jene von Lugeon und Argand.

Das ist die grosse und allgemeine Bewegung gegen Aussen, die hier in Folge der Beugung der Alpen aus S.—N. mehr und mehr zu SO.—NW. wird. Eine liegende Falte thürmt sich über die andere. Schon beginnt aber im S. Bernhard fächerförmiger Bau. Ein breites Stück wendet sich nun in Rückfaltung gegen die piemontesische Ebene, d. i. gegen Ost.

Ivrea und Dent Blanche. Die mesozoischen Sedimente der westlichen Dinariden umfassen die italienischen See'n. Sie lagern sammt dem permischen Porphyr von Trompia und dem limnischen Carbon von Manno normal oder als versenkte Schollen auf einer Schale, die aus Thonglimmer-Schiefer, dann Glimmerschiefer mit Muscovit-Gneiss, endlich biotitischem Strona-Gneiss besteht.

Nahe dem westlichen Rande des Strona-Gneiss erscheint ein unterbrochenes Band von Kalkstein, wohl 100 Kilom. lang. Es kreuzt bei Ornavasso den Toce und bietet an dieser Stelle Marmorbrüche. Aehnliche Bänder von Kalkstein sind sonst in den Dinariden nicht bekannt. Es hat völlig die Merkmale der mesozoischen Marmorzüge der Alpen. Westlich davon gelangt man in einen breiten Zug basischer Gesteine, der bald als der Amphibolit-Zug, bald als der Diorit-Zug von Ivrea bezeichnet wird. Seine Breite ist schwankend; auf Gerlach's Karte steigt sie sogar bis 9 Kilom. Er tritt bei Pavone, S. von Ivrea, aus der lombardischen Ebene hervor und streicht in weitem Bogen zum N.-Ende des Lago Maggiore und noch darüber hinaus. Er folgt der dinarischen Grenze und das fast gleiche bogenförmige Streichen beherrscht hier sowohl die Alpen als die Dinariden.

Gerlach, dann Artini und Melzi haben die Hauptzüge der Sachlage deutlich beschrieben.[47] Die letzteren hielten den Zug von Ivrea für die Vertretung einer gewaltigen Zerspaltung der Erde. Von einer ähnlichen Anschauung ausgehend, wurde er als ein intrusiver Lagergang angesehen und wurde eine Verbindung mit den grünen Gesteinen der piemontesischen Alpen angesprochen,

die schon früher vermuthet worden war. Ebenso wurde ursächliche Verbindung mit den Gebirgsbewegungen gesucht. Gegen diese Meinungen haben italienische Forscher, namentlich Franchi und Novarese, Einsprache erhoben.[48]

Die Gesteinsfolge besteht von Ost gegen West, so wird von diesen ausgezeichneten Beobachtern gesagt, aus Strona-Gneiss, dann dem Diorit-Zuge, hierauf Trias. Der Strona-Gneiss (sammt den sogen. Stronaliten) sei durch Kinzigit-Gneisse dem Diorit auf das Innigste verbunden und nicht von diesem zu trennen, folglich sehr alt. Nördlich von Varallo lasse sich sogar ein Streifen von Kinzigit-Gneiss quer durch den ganzen Diorit-Zug verfolgen. Dagegen trenne im Westen eine mächtige Dislocation den Diorit von Trias.

Um zu einem Urtheile zu gelangen, sind zunächst folgende Erfahrungen hinzuzufügen.

Ein erster Kalkzug, nämlich der eben erwähnte Zug von Ornavasso, tritt schon im Osten des Diorit-Zuges auf. Der Kinzigit-Gneiss (Gneiss mit Granat, Sillimanit, Biotit, Grafit, stellenweise Cordierit) ist wohl wie im Kinzig-Thale eine Contact-Veränderung des Gneisses. Diese kann nur durch den Diorit hervorgerufen sein, und es bleibt sogar die Frage offen, ob nicht der Diorit selbst aus einem mehr basischen Magma durch Assimilirung von Gneiss entstanden ist.[49] Schon diese Umstände, sowie das Querstreichen des Kinzigit-Streifens N. von Varallo weisen dahin, dass der Zug von Ivrea nicht ein Erguss, sondern ein intrusiver Lagergang ist.

Kinzigitische Gesteine sind in diesen Theilen der Alpen nicht selten; Hammer erwähnt Aehnliches aus Ulten in W.-Tyrol.[50] Die obere Adda durchschneidet S. von Bormio den Batholithen der Serra di Morignone, von dem Stache sagt, dass seine Gesteine von Tonalit bis Gabbro reichen und dessen Zusammenhang mit dem Adamello schon Theobald vermuthete. Der Poschiavino quert oberhalb Tirano den ähnlichen, doch kleineren Batholithen von Brusio. Stella bestätigt, dass im Contacthofe Gesteine auftreten, welche den Kinzigiten und Stronaliten von Ivrea gleichen.[51]

Diese Stellen liegen nördlich von den Dinariden. Die Grenze der Dinariden folgt der Judicarien-Linie bis Dimaro, S. von Malé, und wendet sich dann gegen WSW., endlich W. Sie zieht nach Salomon's Angaben N. vom Tonale-Passe vorüber und erreicht

die Adda bei Stazzone unter Tirano.[52] Am M. Padrio (zwischen Oglio und Adda) wird eine Zone von Marmor als der muthmaassliche Beginn eines langen Zuges von Trias erwähnt, welcher durch das Tessin-Thal streicht; Theobald, Rolle und Melzi haben seine Spuren verfolgt; Rolle führt ihn noch vom Passe Iorio an.[53]

Dieser lange, allerdings unterbrochene Zug von Trias gehört zu den Alpen. Am Passe Iorio liegt das Haupt des Val Morobbia, das die gleiche OW.-Richtung verfolgt, nahe S. von Bellinzona den Tessin erreicht und der dinarischen Grenze entspricht.

Ausser den genannten Batholithen der Serra und von Brusio liegt noch ein dritter in gleicher Linie N. von Ponte, ein vierter N. vom See von Mezzola und noch eine solche junge Intrusion trifft man bei Bellinzona. Alle liegen in den Alpen und im Osten stehen sie vielleicht in Verbindung mit Gängen verschiedener Art (Ortlerit, Suldenit u. A.), die noch weit über den Ortler hinaus bekannt sind und welche anzeigen, welche grosse Ausdehnung solche Vorgänge zeitweise erreicht haben.

Bei Bellinzona traf Klemm, von Norden kommend, jüngeren Granit, Schollen von Schiefer einschliessend, hierauf steilgestellte Sedimente, dabei Amphibolit, Schiefer- und Kalksilicathornfels, Marmor mit Granaten u. A. mit einzelnen Pegmatit-Adern. Auch Serpentine und Peridotite begleiten den Amphibolit und Klemm betrachtet diese letzteren als einen Theil der Zone von Ivrea. Schon bei Arbedo (N. von Bellinzona) stellen sich darin zahlreiche Rutschflächen ein; diese nehmen gegen Süd zu, und in Val Morobbia, das bereits als die Grenze genannt wurde, erscheinen in völlig zermalmtem Zustande die Gesteine von Ivrea. Im Süden folgt die normale Unterlage der Dinariden.[54]

Hier läge demnach die Dislocation nicht ausserhalb, sondern innerhalb (südlich) der Zone von Ivrea und Mattirolo meint, es sei daher ein Irrthum, wenn man die Gesteine von Bellinzona, die in der That intrusiv seien, als die Fortsetzung von Ivrea ansehe.[55] Diese Dislocationen sind aber jünger als die Intrusion der an ihnen zermahlenen Gesteine.

Gegen W. folgt nun im Streichen durch 12 Kilom. bis an das Nordende des Lago Maggiore das breite, verhüllende Tessin-Thal, wo aber, noch um 8 Kilom. weiter, jenseits des See's bei Ascona wieder Felsen hervortreten, sind es wieder Amphibolite

mit granitischen Intrusionen und diese setzen ohne Unterbrechung in den Hauptzug von Ivrea fort.

Diesem wenden wir uns nun zu. Der Name Diorit-Zug zeigt nicht seine grosse Mannigfaltigkeit. Im Süden, bei Pavone und Ivrea, werden Norit, Hornblende-Gabbro und Quarz-Hypersthen-Diorit als herrschend aufgezählt.[56] Bei Biella werden innerhalb des sogen. Diorit-Zuges von Franchi Felsarten von Granit bis Tonalit, Glimmer-Diorit bis zu amphibol- und pyroxenreichen Gesteinen angeführt.[57] Es wird angegeben, dass insbesondere nördlich von der Sesia hochbasische Felsarten, wie Peridotite, sich gegen Westen hin sammeln, während im Osten Diorite vorherrschen.[58] Gerlach nennt sieben Stellen auf einer Strecke von 25 Kilom., an denen in Peridotit nickelführender Magnetkies abgebaut worden ist.[59]

Wenigstens im mittleren Theile des Diorit-Zuges folgt ihm, wie gesagt, gegen W. eine gewaltige Dislocation, dann ein Zug von Triaskalk. Auch dieser ist von grosser Länge und ihm folgen gegen West die für permocarbonisch gehaltenen Schiefer von Rimella. Sie sind gegen NO. bis an die Schweizer Grenze in den Cento Valli als Begleiter des Diorit-Zuges bekannt. Dann gelangt man gegen W. in Gneiss.[60]

An der Dislocation selbst beschreibt Franchi Prasinit mit Glaukophan, durch Pressung hervorgegangen aus Diorit.[61] Im Süden stellt sich hier eine Zone von Eklogit und Glimmerschiefer ein und bei Traversella (W. von Ivrea) erscheint an diesem Streifen ein quarzarmer Diorit, der das Band von Triaskalk erreicht, im Contact verändert und Erzlagerstätten entstehen lässt.[62]

Der Gneiss im Westen der Rimella-Schiefer nimmt N. von der Sesia an Breite ab und endet schon in der Nähe des oberen Mastallone. Gegen SW. aber erweitert er sich und bildet die ansehnliche Gneissmasse Sesia-Val di Lanzo, deren südliches, keilförmiges Ende, von mesozoischem Kalkschiefer begleitet, bei Viu die Stura erreicht und zwischen zwei mächtigen Gebieten grüner Gesteine verschwindet.

Im Norden, zwischen Sesia und Toce, tritt ein zweiter Diorit-Zug (Ivrea II) hervor, der die Merkmale des Hauptzuges (Kinzigit, Diorit, Gabbro) wiederholt. Gerlach hat ihn von jenseits des Toce durch mehr als 30 Kilom. bis 2 oder 3 Kilom. breit gegen SW. streichend, verzeichnet. Franchi gebührt das Verdienst des

Nachweises, dass dieser zweite Zug noch weiter gegen SW., von Rimella-Schiefer begleitet, fortstreicht, sich hiebei mehr und mehr vom Hauptzug entfernt und dass er endlich in vereinzelten Vorkommnissen von Diorit und Kinzigit-Gneiss bis in das Thal von Loo (oberhalb Gaby) im Gressoney erkennbar ist.[63]

In demselben Maasse, in dem Ivrea II sich vom Hauptzuge entfernt, nimmt zwischen beiden, wie gesagt, die Breite des Gneiss Sesia-Val di Lanzo zu. Noch weiter gegen SW. liegt das schon erwähnte Traversella im Eklogit des Hauptzuges. Diese Felsarten gelangen nun an den grossen Zug von Pietre verdi, welcher mit der Richtung SW. über Chialamberto die Südseite des Gr. Paradiso erreicht, und sie gleichen sich so sehr, dass sie noch vor wenig Jahren auf den Karten nicht getrennt wurden. Hier scheinen sich in der That die Gesteine von Ivrea mit der grossen Ausbreitung mannigfacher basischer Gesteine zu vereinigen, welche gegen Süden die Stura, gegen West die französische Grenze überschreitet, im Serpentin Granatfels und Magnetit führt und die bekannte Lagerstätte der Mineralien von Ala umschliesst.[64] Wahrscheinlich hat man auch die vielen Vorkommnisse grüner Felsarten, die am Rande der lombardischen Ebene über Ivrea hinaus die Ostseite des Gneiss Sesia-Val di Lanzo begleiten, bis zu den Serpentin- und Peridotit-Bergen im Süden von Lanzo mit dem Hauptzuge von Ivrea selbst in Verbindung zu bringen.

In westlicher Richtung liegt ein breites Gebiet von mesozoischen Sedimenten und grünen Gesteinen. Lugeon hat es das Fenster Chatillon-Zermatt genannt. Es greift im Süden über die Dora Baltea und umfasst im Norden Val Challant, V. Tournanche und V. de S. Barthelemy. Im Norden unterteufen seine Gesteine den Gneiss des M. Rosa. Es ist nur von nebensächlicher Bedeutung, ob diese hohen Gneissberge in vier oder sechs oder mehr Decken zerfallen, und es ist nur von der örtlichen Faltung abhängig, ob die Einfaltungen der grünen Gesteine häufiger oder seltener sind.

Eine solche Einfaltung streicht vom oberen Gressoney über Alagna gegen O. bis in die unmittelbare Nähe von Ivrea II (bei Rima, obere Sermenza). Eine andere trafen Gerlach und Traverso von V. Anzasca bis Bognanco (W. von Domo d'Ossola).[65] Kreuzt man das Fenster, so begegnet man auf der Höhe des Gneiss des M. Mary (M. Chatalaizena) einer Scholle der

basischen Gesteine und jenseits von einem langen Streifen von Trias und des Gneisszuges des M. Farona, im Bereiche der Dent Blanche, zieht durch V. Pellina ein Streifen von Diorit und Kinzigit; Trias-Kalkstein begleitet ihn.[66]

Diese Begleitung von Trias-Kalkstein ist dieselbe wie in beiden Zügen von Ivrea und es ist kein Grund ersichtlich, aus welchem z. B. der Peridotit des Hauptzuges von Ivrea sollte abgeschieden werden von den beträchtlichen Massen von Peridotit oberhalb Gressoney, die über das Breithorn gegen Zermatt sich ausdehnen, dabei M. Rosa von Dent Blanche trennend.[67]

Argand betont, dass die basischen Gesteine in den secundären Synclinalen der Dent Blanche völlig jene von Ivrea seien, Dent Blanche selbst sei ein Theil einer grossen Synclinale und der Schwanz (la queue) dieser Synclinale sei nichts anderes als die Zone von Ivrea selbst. Im Nordwesten der Dent Blanche bei Evolène (V. d'Herens) meint Argand den Abschluss der liegenden Falte gefunden zu haben. Folgt man dieser Auffassung, so erhält man von SO. gegen NW. folgendes Profil: (Trias) Marmorzug von Ornavasso — Ivrea I — (Trias und permisch?) Zug von Rimella — Sesia-Gneiss — Ivrea II (wahrscheinlich Synclinale) — Gneiss — grüne Gesteine des Fensters von Chatillon — darauf kleine Deckscholle des M. Pillonet (Gneiss) — nochmals die grünen Gesteine von Chatillon mit Trias — darauf die grosse Deckscholle der Dent Blanche — auf dieser nochmals grüne Gesteine. Dabei wären diese wiederholten Lagen von grünen Gesteinen und Trias ebenso viele Wiederholungen von Ivrea.

Ivrea II und Pillonet wären verbindende Glieder.

Während Argand hieraus den Zusammenhang der Pietre verdi und von Ivrea folgert, betrachtet C. Schmidt zwar die Dent Blanche auch als einen Theil von Ivrea, dieses selbst aber in Uebereinstimmung mit den italienischen Geologen als verschieden von den Pietre verdi und weit älter, und die Dent Blanche als ein Uebergreifen der Dinariden.[68]

Für uns ist der Marmorzug von Ornavasso ein echt alpines Glied. Solche Marmorzüge wiederholen sich in den Alpen, aber nicht in den Dinariden. Ivrea ist wirklich ein Theil der verdrückten und injicirten Grenznarbe (III, 424) und auch die grünen Gesteine setzen in die Alpen, aber nicht in die Dinariden fort.

Die Dent Blanche sammt M. Mary und Emilius bei Aosta,

von da bis zum Matterhorn und bis zum Weisshorn (NW. von Zermatt) ist daher eine aus der äussersten, östlichsten Grenzregion der Alpen hervorgekommene Deckscholle, zugleich die tektonisch höchst gelegene dieses ganzen Theiles der Alpen.

Auch NO. vom Simplon-Tunnel erscheinen die basischen Intrusionen. Sobald sie die Obergrenze des Gneiss erreicht hatten, haben sie wahrscheinlich die Orte geringsten Widerstandes in Triaskalk oder jurassischem Kalkschiefer, zumeist die Schichtfugen, aufgesucht und sich in diesen ausgebreitet. Dieses ist auch die Erklärung zu Preiswerk's gründlichen Darstellungen der Grünschiefer des Simplon-Gebietes. Darum erscheinen die Einschaltungen in die mesozoischen Sedimente so oft mehrmals übereinander; darum ist im Binna-Thale der Contact der Gabbro-Linsen mit dem jurassischen Kalkschiefer von Gesteinen begleitet, welche Granat, Titanit und Zirkon führen. Die Grünschiefer sind hervorgegangen aus der mechanischen Veränderung einer Gesteinsreihe, die nach Preiswerk von Gabbro und Diorit bis Dunit und Pikrit reicht.[69]

Für die grünen Gesteine gelangt man schliesslich zu folgenden Ergebnissen.

Keine sicheren Aschen oder Tuffe dieser Gesteine sind bekannt, wenn nicht die Einstreuung der Diabas-Tuffe in den Taveyannaz-Flysch als solche gelten soll. Blasige Laven oder Schlacken sind unbekannt. Gerölle der grünen Gesteine treten erst im oligocänen Flysch auf. Sie sind Lagergänge; aufsteigende Gänge wie am M. Genêvre sind selten.[70] Hornfels am Contact kommt vor, aber selten; auch Granaten, namentlich im Kalkschiefer, sind als primäre Contact-Bildungen anzusehen.

In scharfsinniger Weise hat Franchi die gehäuften Falten vom Typus des Simplon unterschieden von den flachen Bewegungen einer Decke über die andere, wie sie z. B. im Engadin sich zeigt. Aber der Begriff einer „ultrapiega" oder einer Faltenverwerfung reicht nicht aus. Bewegungen, wie jene der Gesammtheit der Dinariden gegen Nord, gehen nicht aus Faltung hervor, und Termier hat mit Recht diese Massenbewegung abgetrennt von den liegenden Falten der Tauchdecken.

Noch weit im Westen, in V. Savaranche (W. vom Gr. Paradiso) hat Novarese einen Zug beschrieben, der in O. Quarzdiorit und in W. normaler Diorit ist und den Rosenbusch den Tonaliten

nahestellt.[72] Die Zone von Ivrea steht offenbar in sehr nahen Beziehungen zu der Tonalitzone des Ostens. Granit, Quarzdiorit und Tonalit, die gabbroiden Gesteine bis zum nickelführenden Peridotit, sammt Serpentin und Prasinit sind vielleicht nicht gleichzeitigen, jedoch gemeinsamen Ursprunges und bilden durch die gesammten Alpen hin das, was man in Nordamerica mit einem Sammelnamen eine Zone von Granodiorit nennt.

Von der Dora Baltea zum Gesso. Diese Strecke ist gegen W. durch Belle Donne, Grandes Rousses und Pelvoux, gegen S. durch den Mercantour abgegrenzt. Zwischen den beiden letzteren liegt gegen SW. die breite, vom Guil durchströmte Lücke, durch welche die innere Flyschzone über die helvetischen Alpen deckenförmig hinausgetreten ist.[73]

Gran Paradiso ist ein weiter Dom; Lugeon hält ihn für den gewölbten Rücken einer Decke (carapace).[74] Wahrscheinlich sind es Aufwölbungen desselben Gneiss, der gegen W. den M. Pourri, gegen SW. den Kern der Vanoise und gegen S. die Masse von Ambin (= Petit M. Cenis) bildet. In diesem Gebiete berühren sich die Glanzschiefer und die Bildungen des Briançonnais. Sie sind in gemeinsame, gehäufte Falten gelegt, auch seitliche Uebergänge werden angeführt. Insbesondere zieht ein mächtiger Lappen von Glanzschiefer von Val Savaranche zur Grande Sassière (O. vom M. Pourri) und es gewinnt den Anschein, als ob diese gehäuften Falten alle oben genannten Gneissmassen überschritten hätten.[75]

Im Westen folgt der Carbon-Fächer. Gegen Süd reicht er über Briançon und noch über Argentière hinaus. In der Lücke des Guil geht er verloren und gerade hier tritt, sonderbar genug, in der Nähe von M. Dauphin an der Durance, ein kleines Stückchen des Pelvoux-Granites, wohl ein Rest einer Verfaltung, zu Tage. Erst weiter im Süden, vom Col de Longet an, erscheint der Fächer wieder; zwei kleinere Züge vereinigen sich bei Acceglio und von hier an streicht er als ein einheitlicher permo-carbonischer Zug an der NO.-Seite des Mercantour hin.

Dieses Erlöschen des Fächer's an der Stelle, an welcher im Westen der Widerstand fehlt, verräth, dass er nichts anderes ist, als eine Zone der Stauung. Die Figur 18 wurde einer etwas älteren Arbeit Franchi's entlehnt, weil sie in lehrreicher Weise die Beugung und das Ausstreichen der einzelnen Zonen darstellt.

Auf französischer Seite erscheint auf Kilian's Blatt Larche das Carbon (weiss auf Fig. 18) nicht jenseits der Tête de Cialancion, aber allerdings hält sich an diese Linie die Hauptgrenze zwischen Briançonnais und Glanzschiefer. Die letzteren reichen bis zum Col de Longet.

In der Masse von Ambin oberhalb Susa endet bis auf geringe südliche Spuren die ganze vom Gr. Paradiso herbeikommende mittlere Zone von Gneiss. Im Osten erreicht, wie gesagt wurde, der Sesia-Gneiss über Val di Lanzo die Stura. Gegen die Ebene

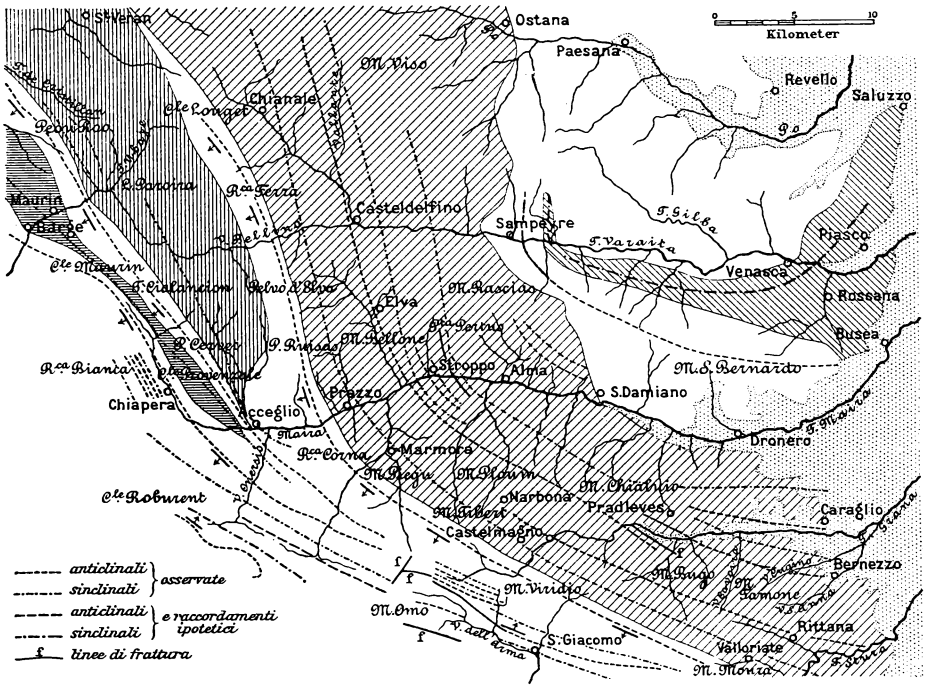



Fig. 18. Cottische Alpen (nach Franchi, Boll. com. geol. 1898, XXIX, p. 460). Weiss im Westen der Fächer, im Osten die südlichen Theile des Dora-Maira-Gneiss.

hin sind ihm wie ein Saum grüne Gesteine, wohl die Fortsetzung des Hauptzuges von Ivrea, gefolgt. Zwischen dem Sesia-Gneiss und dem Gneiss der Dora-Maira-Masse (östlicher Theil der Cottischen Alpen) entsteht eine Lücke. Durch diese Lücke und zum Theil über die Dora-Maira-Masse treten die grünen Gesteine in beträchtlicher Breite in die Zone des M. Viso ein, der selbst eine mächtige Pyramide von Serpentin ist. Die Zone des M. Viso ist im Grossen eine gegen O. überlegte Zone von Trias, Glanzschiefer und grünen Gesteinen. Sie beugt, wie das ganze Ge-

birge, ihr Streichen und versinkt zwischen der Maira und dem Gesso unter der Ebene.

Bis hieher sind wir Franchi gefolgt, nun folgen wir Stella.[76]

Ein Sporn von Dora-Maira-Gneiss tritt N. vom Po bei Revello gegen die Ebene vor (weiss auf Fig. 18). Ein bogenförmiger Streifen von grafitischem Permo-Carbon begleitet hier den südlichen Rand des Po-Thales; er ist wahrscheinlich die Fortsetzung eines ähnlichen Streifens, der schon einmal, im Norden, bei Pinerolo und am Pellice, die Ebene erreicht. Er ist verbunden mit einem zweiten Gneiss-Sporn, der zwischen Po und Varaita vortritt (Gn. von Venasca). Ein ansehnlicher Bogen von Trias und etwas grünen Gesteinen umfasst seine Südseite, tritt in die Ebene und erreicht sogar mit Str. NNO. die Nähe von Saluzzo. Ein dritter Sporn von Gneiss (M. S. Bernardo, Gn. von Dronero) folgt. Er versinkt an der Maira. Dann folgen die Glanzschiefer und grünen Gesteine der Zone des M. Viso. Diese aber theilen sich. Ein Theil streicht gegen die Ebene von Cuneo aus; ein anderer Theil bleibt dem normalen Streichen des Permo-Carbon treu und gelangt mit diesem längs des Mercantour in die ligurischen Alpen. Alle diese Gesteine, von Revello bis in die Zone des M. Viso, sind isoclinal gegen W., SW., S. und nur in den äussersten Fällen SO. geneigt.

Kilian meint, dass die allgemeine Neigung der piemontesischen Alpen, die bis zum Carbonfächer anhält, aus Rückfaltung hervorgegangen sei. In diesem Falle wären diese Sporne von Revello, Venasca und Dronero freie Enden der Rückfaltung, die nach Art der Kulissen sich abgelöst haben.

Termier hat das Profil des Fächer's vom Pelvoux bis an die Ebene geschildert.[77] Kilian hebt die Asymmetrie hervor; der westliche Theil ist steil gestellt und gibt Deckschollen in das helvetische Gebiet ab; der östliche besteht aus viel breiteren und flacher gelegten Schollen. Auf dem Col d'Eychauda, W. von der Stadt Briançon, nur durch das Thal des Giessbaches Eychauda vom Pelvoux getrennt, liegt eine Deckscholle, die im scheinbaren Gegensatze zu diesem Baue auf Herkunft aus dem Osten weist. Termier findet, dass diese Deckscholle zwar aus dem Osten, aber nicht aus grosser Entfernung stammt, und dass sie bereits zur Stelle war vor der letzten Ausgestaltung des Fächer's.[78] Kilian vermuthet, dass alle piemontesischen Falten ursprünglich gegen

West bewegt waren und dass die Rückstauung ein späterer Vorgang ist, vielleicht veranlasst durch ein Sinken der lombardischen Ebene.[79]

Kilian's Hypothese beweist, wie schwierige Aufgaben in den Alpen hervortreten.

Bis zum Meere. Die ligurischen Alpen sind ein ziemlich schmaler, bogenförmiger Gebirgszug, der vom Var über Genua die Verbindung mit dem Appennin herstellt. Alpine Gesteine setzen ihn zusammen. Ihr Streichen durchschneidet die Richtung des Gebirgszuges. Gegen Nord tauchen sie unter eine discordante tertiäre Decke; gegen Süd wird ihr Streichen vom Meere durchschnitten.

Das Zusammentreffen provençalischer, helvetischer und piemontesischer Falten an der Vésubie und dem unteren Var wurde bereits erwähnt. In den ligurischen Alpen sind nur piemontesische Falten von Briançonnais- oder piemontesischer Facies zu erwarten. Die ganze Küste von Nizza bis Albenga und ein landeinwärts liegendes Dreieck, dessen Scheitel in der Nähe von Tenda oder von Limone liegt, ist, wie gleichfalls bereits gesagt worden ist, eine gewaltige Erweiterung der von der NO.-Seite des Mercantour kommenden Gesteine und insbesondere der inneren Flyschzone. Die mesozoischen Schichten schwenken um das Ende des Mercantour und werden zum Nordrande dieses Gebietes. Ausserdem treten sie zu wiederholten Malen unter dem Flysch hervor. Dann strömen ihre Falten, die bisherige SO.-Richtung der Innenseite des Mercantour beibehaltend, fast geradlinig oder leicht einschwenkend, bis zum Meere. Insbesondere erreicht ein beträchtlicher Streifen von Trias-Kalkstein nahe N. von Albenga das Ufer und ähnliche Vorkommnisse folgen bis Bergeggi, S. von Savona. Indem die Zone breiter wird, erscheinen in ihr da und dort Streifen der halbkrystallinischen, zuweilen sogar gneissähnlichen Gesteine (Besimaudite) der permischen Serie und unter diesen bei Viozene, an der Wasserscheide des Tanaro, auch das anthracitführende Carbon. Rovereto hat die Leitlinien auf einer lehrreichen Karte verzeichnet.[80]

Wie in den französischen und piemontesischen Alpen folgt im Westen eine lange Perm-Carbon-Zone. Die getrennten permischen Anticlinalen der Cottischen Alpen (Fig. 18) vereinigen sich zu einem Zuge von wechselnder Breite, der zwischen Demonte und S. Dalmazzo, nahe dem Rande der Ebene SW. von Cuneo,

in die ligurischen Alpen mit Str. OSO. eintritt.[81] Anthracit-Vorkommnisse ziehen durch etwa 30 Kilom. quer über die oberen Zuflüsse der Bormida. N. von Calizzano an der Bormida di Millesimo verzeichnet Zaccagna einen Fächer wie in den französischen Alpen.[82] Dieses ist umso auffallender, als südlich von hier, bei Calizzano selbst, Issel und Rovereto eine kleine selbstständige Gneissmasse beschrieben haben.[83] Man könnte demnach an eine völlige Wiederholung der Sachlage des Norden's denken.

Der Anthracit der Bormida endet als zusammenhängender Zug bei Mallare, 14 Kilom. W. von Savona, aber seine Spuren sind noch bei Quiliano, nur 5 Kilom. von Savona, unter den permischen Gesteinen sichtbar. Nördlich von Mallare und Quiliano tritt dann eine weit grössere Masse von Gneiss hervor. Ihr Umriss ist, wenn man einen kleinen Granitstock hinzufügt, keilförmig. Die Spitze des Keiles liegt 16 Kilom. WNW. von Savona und zu beiden Seiten dieser Stadt erreichen diese alten Gesteine, 12 Kilom. breit, das Meer. Es kann wenig Zweifel darüber sein, dass sie ein Theil einer grösseren, unter dem Meere liegenden Masse sind. Ihr Streichen geben Franchi und Rovereto nach eingeschalteten Tafeln von Amphibolit mit N. 60° O. an; die Südgrenze ist scharf, vielleicht ein Bruch.[84]

Beide Massen, jene von Calizzano und jene von Savona, bestehen aus Felsarten, die nicht jenen der Dora-Maira-Masse und der piemontesischen Alpen, sondern jenen des Mercantour und M. Blanc gleichen. Man würde sie variscisch nennen, wenn die Richtung des Streichen's nicht abweichend wäre. Gegen beide ist das Carbon discordant. Es besteht jedoch der Unterschied, dass die Gneissmasse von Savona nicht ausserhalb, sondern innerhalb, d. i. nicht SW., sondern NO. von der Hauptzone von Anthracit (an der oberen Bormida) liegt. Carbonische und insbesondere permische Gesteine sind übrigens auch sonst an mehreren Orten bekannt. Das Carbon von Quiliano und alle Falten im Süden der Gneissmasse von Savona sind gegen Süd überworfen.[85] Am M. Moro bei Cadibona, ganz nahe dem scharf gezeichneten Südrande des Gneiss, habe ich nicht nur Kalkstein (muthmaasslich denselben, aus dem de Stefani Dactylopora und Gyroporella anführt), sondern auch Serpentin getroffen und es bleibt zu prüfen, ob dieser Südrand nicht einer tiefgreifenden Dislocation, dem gegen Süd gerichteten Heraufschieben des Carbon, entspricht.[86]

Oestlich vom Gneiss treten zu den permischen und Trias-Gesteinen in immer grösserer Menge die grünen Gesteine und zugleich ändert sich das Streichen.

Vom M. Viso her ziehen die grünen Gesteine und die Glanzschiefer gegen OSO.; sie erscheinen an einigen Stellen des Gebirgsrandes; sie treten dann in das ligurische Gebirge ein und reichen in diesem bis Sestri Ponente, nahe W. von Genua. Von der Gneissmasse aus der Küste folgend, trifft man an der Schlossruine Donegale bei Cogoleto Triaskalk, senkrecht, Str. SW., weiterhin bei Avezzano grosse Schieferflächen, Str. SSW.; dann geht gegen Voltri hin die Richtung unter Begleitung von Serpentin in NS. über und diese hält an bis Sestri Ponente. Hier endet plötzlich längs des Torr. Chiaravagna die ganze Zone des Glanzschiefer's und der grünen Gesteine an einem mehr als 20 Kilom. langen, nordsüdlichen Zuge von Triaskalk und tritt an ihre Stelle die von ganz ähnlichen grünen Gesteinen begleitete, grosse Kreide- und Tertiärzone des Appennin.[87] In diesen östlichsten Zügen darf man das Wiedererscheinen eines Theiles der W. von Cuneo verloren gegangenen Züge sehen. Zu den verbindenden Spuren gehören auch die bei Montenotte unweit Cairo auftretenden Radiolarien-Gesteine.[88]

Die bogenförmige ligurische Küste durchschneidet daher das Streichen der Alpen in der folgenden Weise. Der Südwesten gehört dem Briançonnais und der inneren Flyschzone (Aiguilles d'Arves) an. Von Porto Maurizio an ist das Streichen SO., dann OSO. Etwa 5—15 Kilom. SW. von Savona dürften die Spuren des Hauptzuges von Carbon sich dem Meere nähern (über Quiliano). Dann folgt durch 12 Kilom. der Gneiss von Savona mit Str. S. 60° W. Jenseits desselben trifft man permische Schiefer, Trias, grüne Gesteine und Glanzschiefer. Dann wendet sich das Streichen aus SW. allmählig in S. Mit dieser Richtung endet diese Zone bei Sestri Ponente.

Alpen auf Corsica. Sardinien und Corsica sind als eine Einheit anzusehen. Die Grundlage der Kenntniss von Sardinien hat La Marmora geliefert. Er zeigte, dass von der Bucht von Cagliari aus eine langgestreckte, junge Ebene, der Campidano, gegen NW. bis zur Bucht von Oristano reicht, und eine Höhengruppe im Südwesten der Insel (Iglesias und Sulcis) abtrennt. Aus der nördlichsten Fortsetzung dieser Ebene, im Norden der

Bucht von Oristano, erhebt sich der von Doelter beschriebene Vulcan Ferru und ihm folgt nahe der Küste eine Reihe junger Ausbruchstellen.[89] Dann noch weiter im Norden, stellt sich nochmals eine ähnliche, doch weniger breite Ebene ein, die sich bis zum Golf von Asinara erstreckt und in ähnlicher Weise gegen West eine Höhengruppe, die Nurra, abtrennt. Gegen Ost liegt das vulcanische Gebiet von Anglona. Tornquist meint, dass ein Graben das westliche Sardinien vom Golf von Cagliari bis zum Golf von Asinara durchschneidet.[90]

Bornemann hat vor längerer Zeit bemerkt, dass die Trias des Südwesten's der deutschen Trias gleiche (I, 305) und Tornquist fand im Nordwesten, in der Nurra, Aehnliches. Da nun jenseits der alten corsardinischen Masse, im Nordosten Corsica's, eine andere Entwicklung der Trias getroffen wird, trat die Meinung hervor, dass diese Masse ein Theil einer ausgedehnten Trennung der deutschen und der alpinen Trias sei.[91]

Eine lehrreiche Discussion hat sich an diese Meinung geknüpft. Sicher ist, dass der mittlere braune Jura Sardinien's von jenem des italienischen Festlandes verschieden ist und Arten der französischen und englischen Bath-Stufe enthält. Das haben Fucini und Dainelli nachgewiesen, aber aus ihren Schriften ergibt sich, dass diese selbe Stufe auch jenseits des Campidano auf die alte Masse transgredirt.[92] Ferner hat Bassani an Lovisato's Funden das Auftreten der Fischfauna von Glarus (Palaorhynch. glarisianus u. A.) im N.-Theile des Campidano nachgewiesen.[93]

SW.- und NW.-Sardinien besitzen daher eine Schichtfolge, in der verschiedenartige Merkmale sich vereinigen. Sie ruht im SW., in Iglesiente, auf vorcambrischen, cambrischen und silurischen Gesteinen. Die discordante Auflagerung beginnt mit dem Ober-Carbon. Beide, der ältere Unterbau und die Auflagerung, haben in später Zeit, wahrscheinlich in einem früheren Abschnitte der Tertiärzeit, eine gemeinsame Faltung erfahren. Das Streichen der Falten stimmt im Iglesiente mit dem allgemeinen Verlaufe dieser westlichen Zone Sardinien's überein.

Was jenseits des Campidano liegt, wird von Tornquist als das Vorland dieses Faltenzuges angesehen. Die ganze Mitte und der ganze Osten von Sardinien bestehen nämlich aus einem Gebirge, dessen Zusammensetzung völlig dem Unterbau des Iglesiente gleicht, dem jedoch die jüngere Faltung fehlt. Hier gibt es unter-

permische Kohle, aber auch Transgressionen einzelner mesozoischer Stufen und diese, mit der Bath-Stufe beginnend, sind nicht gefaltet, so dass im südlichen Theile der Insel über dem alten Unterbau oberjurassische Tafelberge bestehen mit karstähnlicher Oberfläche wie in den Causses Süd-Frankreich's. Im Gerrei, N. vom Sarrabus, liegt auch eine transgredirende cretacische Scholle, die den africanischen Typus zu tragen scheint, wie in Sicilien und Calabrien.[94] Pampaloni hat ein gutes Bild der Gegend von Seui im Süden des Gennargentu (1793 M.), des höchsten Punktes Sardinien's, gegeben. Auf dem alten Gebirge liegt Anthracit mit Cyathocarp. arborescens und Walchia piniformis. Ueber diesem folgen die jurassischen Kalktafeln mit Ceromya concentrica, Mod. imbricata und anderen, insbesondere mit den Mytilus-Schichten der helvetischen Alpen übereinstimmende Arten.[95]

Noch weiter gegen Norden fehlen Angaben über mesozoische Transgressionen. Der alte Unterbau setzt in seiner vollen Breite nach Corsica fort; er bildet diese ganze Insel bis an eine fast gerade Linie, die von der Mündung der Solenzara an der Ostküste gegen NNW. in die Nähe der Isles Rousses an der Nordküste zieht. An der Westküste kennt man Auflagerungen von marinem wie von flötzführendem Carbon.[96] Die Mitte und der Westen Corsica's sammt der Mitte und dem Osten Sardinien's gehören daher einem mächtigen, gegen SSO. streichenden Aste der Altaiden an. Sie sind der corsardinische Ast.

Der Nordosten von Corsica bis Cap Corse besteht aus alpinen Gesteinen mit den Merkmalen des Briançonnais und der piemontesischen Alpen; das Streichen an der ligurischen Küste und die herrschende Richtung S. bis SSO. auf Corsica, so wie die Uebereinstimmung der Gesteine zeigen, dass es die piemontesischen Alpen sind, die auf Cap Corse wieder hervortreten.

An der Basis liegen hier ältere, vielleicht permische Schiefer und aus der Schichtfolge über dem Quarzit der unteren Trias mag nur erwähnt sein, dass Rovereto Spuren von Gyroporellen fand[97] und dass rhätische Fossilien seit längerer Zeit bekannt sind (I, 305). In einem höheren Horizont treten Glanzschiefer auf, dann transgredirende Nummuliten-Schichten und Flysch. Schon die ältere Karte von Holland zeigt vereinzelte Lappen dieser Transgressionen[98] und Nentien's neuere Aufnahme lehrt, dass die Grenzlinie des alpinen Theiles von Corsica, von der Nordküste

bis zur Ostküste, d. i. durch etwa 100 Kilom. von einer solchen Zone von Nummulitenkalk und Flysch begleitet ist, die, an einer Stelle unterbrochen, an anderen wesentliche Erweiterungen erfährt.[99]

Die Vermuthung liegt nahe, in diesen Vorkommnissen eine Vertretung der inneren Flyschzone zu sehen, die hier zu einer äusseren Flyschzone geworden wäre. Sie ist stellenweise dem Granit unmittelbar aufgelagert, ähnlich dem Flysch an der Ostseite des Pelvoux. Ihre Sedimente sind steil aufgerichtet und reichen an der Ostküste von Port de Favone südwärts noch über die Mündung der Solenzara hinaus. Einige unsichere Angaben deuten sogar noch ihre Spuren bis an den Golf von Orosei in der Mitte der sardinischen Küste an, hierüber fehlen aber genauere Berichte.[100]

Die grünen Gesteine erscheinen wie in den Alpen und in der gleichen Mannigfaltigkeit als Peridotit, Norit, Gabbro, Diabas, insbesondere als Serpentin. Nach Maury dringen sie bis in den oligocänen Flysch und sind sie von der I. Mediterran-Stufe überlagert.[101]

Die Insel Gorgona stimmt mit NW.-Corsica überein; Ugolino beschreibt Gneiss, Str. N. 50° W.[102] Sie ist die letzte corsardinische Spur. Capraja ist nach Emmons Andesit.[163] Pianosa ist eine pliocäne Tafel. Alle anderen Inseln fügen sich durch ihre Beschaffenheit an Elba und sind daher alpine Bruchstücke.

Beziehungen zum Appennin. Elba wurde oft geschildert; hier mag nur Lotti's inhaltsreiche Monographie genannt sein.[104] Die Insel zerfällt, wie ihr Umriss deutlich verräth, in drei Theile. Der östliche und der mittlere bestehen aus alpinen Sedimenten, auch grünen Gesteinen und granitischen Intrusionen. Das Streichen ist NS. Zugleich tritt, den Westen der Insel bildend, aus demselben Theile des Erdenschosses die Granit-Kuppel des M. Capanne hervor. Dieser Granit ist jünger als die grünen Gesteine. Derselbe junge Granit bildet auch die Insel M. Cristo, 20 Kilom. S. von Elba, ferner Giglio, 50 Kilom. gegen SO. gelegen (mit einem anhaftenden Stücke von muthmaasslich rhätischem Kalkstein, der auch auf Giannutri vorkömmt), ferner einen mächtigen Gang bei Gavorrano (Prov. Grosseto), 36 Kilom. O. von Elba.

Das Alles sind Spuren der piemontesischen Alpen.

Nicht das Tyrrhenische Meer allein ist ein Senkungsfeld,

sondern die Senkung greift weit in den Appennin (I, 179, 354). Sie umfasst Florenz, Rom, endlich auch das ganze vulcanische Gebiet bis zum Vesuv. Erst jenseits dieses Bruchfeldes gewinnt der Appennin Zusammenhang.

Im J. 1892 veröffentlichte de Stefani eine Karte der Leitlinien zwischen Genua und Florenz.[105] Im selben Jahre beschrieb Lotti, von der Catena metallifera ausgehend, die toscanischen Leitlinien.[106] Uebersichten haben T. Fischer und Novarese geliefert.[107]

Folgende Grundzüge sind kennbar:

In NO.-Corsica streichen die alpinen Falten in enger Pressung gegen S. bis SSO. In Elba und auf Cerboli[108] herrscht Str. NS. Im Norden setzt sich das NS.-Streichen von Sestri Ponente zuerst unter mancherlei untergeordneten Ablenkungen in Kreide und Eocän des Appennin fort. Dann gehen die östlichen dieser Linien in SSO. über und lange Sättel erreichen, auch ältere Schichten enthüllend, mit dieser SSO.-Richtung den Golf von Spezia. Nun herrscht SSO. und nahe SO. bis Florenz, dann jenseits Pistoja SO.

Auf der Insel Gorgona trifft man SO., in den apuanischen Alpen, dann bei Lucca und über Volterra herab SSO., in der Catena metallifera mehr S., aber jenseits Grosseto SSO. und am Argentario sowie landwärts bis an den Kegel von Bolsena SO. Jenseits der Cat. metallifera und jenseits der Vulcane fällt dann das Streichen der Falten, welches durchaus SO. ist, mit der Richtung des Gebirges zusammen.

Ein Gesammtbild des Baues lässt sich nur gewinnen, wenn man alles Gebiet von den ligurischen Alpen bis zur corsardinischen Masse und bis zu dem einförmigen Aussenrande in's Auge fasst, den der Appennin der Ebene des Po und dem Adriatischen Meere zuwendet. Dieses Gebiet ist im Norden, zwischen Genua und der lombardischen Ebene, eng, während es gegen Süden rasch an Breite zunimmt und endlich den ganzen Raum zwischen der Ostküste des mittleren Corsica und dem östlichen Aussenrande des Appennin in Anspruch nimmt. Dem dreieckigen, gegen Süd nicht abgeschlossenen Umrisse entspricht das Auseinandertreten der Falten, die im Westen vorherrschend gegen Süd, im Osten gegen Südost streichen.

So ordnen sich die Leitlinien, aber man darf fragen, ob sie

das wahre Geheimniss des Baues anzeigen. Schon der erste an das Meer tretende Sporn bei Spezia ist an seinem Ende landeinwärts überfaltet und für das ganze im Osten folgende Gebirge setzt Steinmann deckenförmigen Bau voraus. Zwei Decken werden unterschieden, eine höhere mit basischen Intrusiv-Gesteinen, welche so wie jene auf Elba den grünen Gesteinen der Alpen gleichgestellt werden, und eine zweite tiefer liegende Decke (Kalkkette von Spezia, apuanische Alpen, Catena metallifera u. A.), die nie von den grünen Gesteinen durchbrochen wird.[109]

Die ligurischen Alpen sind ein horstähnlicher Ausschnitt aus den piemontesischen Alpen, im Süden begrenzt durch die tyrrhenische Senkung, im Norden hinabtauchend unter die tertiären Schichten, welche eine geschlossene Serie vom Oligocän bis in die jüngste Zeit umfassen und einen Theil der Ausfüllung der lombardischen Senkung ausmachen. Diese tertiäre Auflagerung reicht nordwärts bis über Turin und Casale. Gegen West ist sie durch die Ebenen von Cuneo und Mondovi von den Alpen getrennt; gegen Ost reicht sie an die Ebene von Alessandria und Tortona.

Zwischen Alessandria und Valenza taucht eine Anticlinale oder, nach Sacco's ausführlicher Schilderung, vielmehr eine Zone der Sattelung, mit Str. WNW. aus der Ebene hervor. Sie bildet weiterhin drei parallele Anticlinalen und die wichtigste von ihnen erreicht ihren nördlichsten Punkt bei Chivasso. Von hier an wendet sich das Streichen gegen SW., so dass ein gegen N. convexer Bogen entsteht; die Faltung endet bei Turin. Sacco hat aber auch gezeigt, dass dieselbe zwischen Alessandria und Valenza hervortretende Sattelbildung bereits weiter im Osten, jenseits der hier nur 15 Kilom. breiten Ebene bei Tortona, sichtbar ist, oder mit anderen Worten, dass die jungen Faltungen von Turin die abgelenkte Fortsetzung der Faltungen des Aussenrandes des Appennin selbst sind.[110]

Nicht eine örtliche Bewegung, sondern die jüngeren Gesammtbewegungen des Appennin sind es gewesen, welche diese späte Faltung eintreten liessen in das Gebiet der Senkung. So entstehen rückläufige freie Enden.

Im Appennin wiederholen sich die grünen Gesteine der Alpen und zwar hauptsächlich in cretacischen, eocänen und oligocänen (oder ober-eocänen) Schichten wie auf Corsica. Im Norden sind sie häufiger, im Süden treten sie mehr und mehr zurück.

An der mittleren Trebbia, wo sie nicht älter als oligocän sind, unterscheidet Traverso eine Serie, entstanden aus Gliederung eines gemeinsamen Magma. Das erste Glied sind Lherzolith und Serpentin, das zweite Gabbro und Diabas, das jüngste Granit. Der Granit tritt hier nur an beschränkten Orten, zumeist als Gang auf.[111]

Im Appennin von Bologna hat Vinassa de Regny die kahl aufragenden Stöcke von Lherzolith, Norit und Serpentin beschrieben; hier wird auch nickelhaltiger Magnesit erwähnt.[112]

Auf Elba tritt, wie erwähnt, der Granit in höherem Maasse hervor; er stellt sich aber auch hier als das spätere Glied dar. Die grünen Gesteine werden im Contact mit diesem Granit in einen Wechsel von Amphibol-Schiefer und Enstatit-Serpentin umgewandelt. Dieser Granit ist jünger als die Faltung des Appennin.[113]

Auch hier erkennt man, wie in den Westalpen, subterran erstarrte Felsarten. Ueber das Alter eines grossen Theiles herrscht kein Zweifel.

Frühere Beobachter, wie Gastaldi, haben die Pietre Verdi des Appennin geradezu als identisch mit jenen der Alpen angesehen.[114] Aber auch in einer späteren Zeit, in welcher das höhere Alter der alpinen Vorkommnisse als erwiesen galt, drängte sich Einzelnen, wie Traverso, die Möglichkeit einer Parallele auf.[115]

Die windschiefe Beugung der Alpen dürfte schon im Grossen S. Bernhard beginnen. Im Laufe der Krümmung löst sich ein kleiner Theil der Kulissen ab, wird frei und beugt sich gegen Saluzzo hinaus. Der andere Theil erreicht durch die ligurischen Alpen das Meer. Die meridionale Dislocation bei Sestri Ponente (Chiaravagna) ist nur eine Grenze von Kulissen. Die piemontesischen Alpen erscheinen in NO.-Corsica wieder; Elba zeigt den Zusammenhang zwischen Alpen und Appennin.

# Anmerkungen zu Abschnitt XIII: Die Alpen.

## I. Westlicher Theil.

1 Mühlberg, Arch. sc. phys. Genêve, 1904, p. 37 (Ber. Schweiz. Naturf. Ges. Winterthur).

2 Fr. Teller, Verh. geol. Reichsanst. 1877, S. 233.

3 M. Bertrand, Rapports de struct. des Alpes de Glaris et du bassin. houill. du Nord; Bull. soc. géol. 1884, 3. sér., XII, p. 318—330, Karte.

4 C. Schmidt, Zur Geol. d. Schweizer Alpen; $8^0$, Basel, 1889, 52 SS.

5 Mich. Lévy, Étude sur les Roches crystallines et érupt. des env. du Mont-Blanc; Bull. serv. carte géol. 1890, No. 9.

6 W. Kilian, Notes sur l'hist. et la struct. des Chaînes alpines de la Maurienne etc. Bull. soc. géol. 1891, 3. sér., XIX, p. 571—661; z. B. p. 642: „Fragments remaniés de l'ancienne chaîne hercynienne."

7 Franz Noe, Geol. Uebersichtskarte d. Alpen; 1 : 1,000.000; 2 Bl., Wien, 1890.

8 Carl Diener, Der Gebirgsbau der Westalpen; $8^0$, Wien, 1891, 243 SS., Karte.

9 Marc. Bertrand, Études dans les Alpes franç.; Bull. soc. géol. 1894, 3. sér., XXII, p. 69—162, Karten.

10 S. Franchi, Sull' età mesozoica della Zona delle pietre verdi n. Alp. occ.; Boll. com. geol. 1898, 3. sér., IX, p. 325—482, Karte, u. mehr. folgende Schriften.

11 Maur. Lugeon, Les grandes Nappes de Recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse; Bull. soc. géol. 1901, 4. sér., I, 723—825, Karten; vgl. Anm. 30.

12 Franchi, Boll. com. geol. 1894, p. 240, gibt für den italienischen Theil noch Str. SO.; für den Südwesten L. Bertrand, Bull. serv. carte géol. 1897, IX, p. 121 u. folg.

13 A. Michel Lévy, Note sur la prolongation vers le Sud de la chaîne des Aiguilles Rouges; Montagnes de Pormenaz et du Prairion; Bull. serv. carte géol., 1892, No. 27, p. 393—452, Karte; E. Ritter, ebendas. 1896, No. 44, p. 144—146; ders. La Bordure Sud-Ouest du Mont-Blanc; ebendas. 1897, No. 60, p. 445—676, Karte, und an and. Ort.

14 P. Termier, Le Massif des Grandes Rousses; Bull. serv. carte géol. 1894, VI, No. 40, p. 169—287, Karte, insbes. p. 104; ders. Sur la tecton. du Massif du Pelvoux; Bull. soc. géol. 1896, 3. sér., XXIV, p. 734—758, Karte.

15 Heim, Hochalp. zwisch. Reuss u. Rhein, S. 246; Lugeon, 2e Communic. prélim. sur la Géol. de la Région compr. entre le Sanetsch et la Kander; Eclog. Helv. 1905, VIII, p. 421—433.

16 L. Duparc et L. Mrazec, Rech. géol. et pétrogr. sur le Massif du Mont-Blanc; Mém. Soc. de Phys. et d'Hist. nat. de Genêve 1898, XXXIII, p. 1—227, insb. p. 194 u. folg.

17 M. Lévy, Bull. serv. carte géol. 1890, No. 9, p. 22.

18 A. Baltzer, Die granit. Intrusiv-Massen d. Aar Massiv's; Neu. Jahrb. f. Min. 1903, Beil. Bd. XVI, S. 292—324; Int. Congr. Wien, 1903, p. 787—798.

19 M. Bertrand, Études dans les Alpes franç.; Bull. soc. géol. 1894, 3. sér., XXII, p. 69—162, Karten. Eine Uebersicht des ganzen Zuges gibt Pellati in Giacim. di Antracite n. Alp. Occid. Ital.; Memor. descr. d. Carta Geol. Ital. 1903, XII, tav. I.

20 W. Kilian et J. Révil, Études géol. dans les Alpes occid. Contributions à la Géol. des chaînes intér. des Alpes franç. I.; Mém. pour serv. à l'Explicat. de la Carte géol. détaill., $4^0$, 1904, 627 pp., Karten u. zahlr. kleinere Schriften.

21 P. Termier, Les Montagnes entre Briançon et Vallouise; ebendas. $4^0$, 1903, 184 pp., Karte, u. dess. Sur la Nécessité d'une nouv. interprétation de la Tecton. des Alpes Franco-ital.; Bull. soc. géol. 1907, 4. sér. VII, p. 174—189. Hieher auch Franchi's Bemerkungen über „facies mista" in Boll. com. geol. 1906, p. 89 u. folg., welche für das Verständniss accessorischer Merkmale lehrreich sind.

22 H. Preiswerk, Die metamorph. Peridotite u. Gabbrogesteine in d. Bündner Schief. zwisch. Visp u. Brieg; Verh. Naturf. Ges., Basel, 1904, XV, 293—316.

23 Alb. Heim, Geol. Begutachtung der Greina-Bahn; Geol. Nachlese, Nr. 16; Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges., Zürich, 1906, LI, 378—396.

24 L. Bertrand, Étude géol. du N. des Alpes Marit.; Bull. serv. carte géol. 1897, IX, No. 56, 214 pp., Karten, und dess. Sur les grandes Lignes de la Géol. de la Partie Alpine des Alpes marit.; Bull. soc. géol. 1904, 4. sér., II, p. 638 u. folg., Karten.

25 S. Franchi, Contrib. all. Studio del Titon. e del Cretac. n. Alpi Maritt. ital.; Boll. com. geol. 1894, XXV, p. 31—83, Karte.

26 Sie sind die Fortsetzung der ausgedehnteren Vorkommnisse von Antibes und Villeneuve, vielleicht auch jünger als diese; Issel sieht in ihnen den Rest einer höchstens 5 bis 6 Kilom. entfernten Ausbruchstelle im Meere; ders. Terremoto del 1887; Suppl. al Boll. com. geol. 1888, XVIII, p. 44; L. Bertrand, Bull. soc. géol. 1901, 4. sér., I, p. 96.

27 Zürcher, Bull. serv. carte géol. 1905, XVI, p. 140; A. Guébhard, Bull. soc. géol. 1904, 4. sér., IV, p. 168.

28 L. Baldacci e S. Franchi, Stud. geol. della Galleria d. Colle di Tenda; Boll. com. geol. 1900, XXXI, p. 33—87, Karte.

29 Alle Thatsachen sind vereinigt in W. Kilian, Les phénom. de charriage dans les Alpes delphinoprovenç.; Comptes rend. IX. Congr. intern. 1903, p. 455—476, und E. Haug, Les grands charriages de l'Embrunais et de l'Ubaye; ebendas. p. 493—506, dazu viele frühere Schriften und insbesondere die Aufnahme der beiden Blätter Gap und Digne der Karte, 1 : 80.000.

30 Der Grundgedanke, den Bau des nördlichen Theiles der Schweizer Alpen durch sehr grosse Ueberschiebungen zu erklären, rührt von M. Bertrand her und stammt schon aus dem Jahre 1884. Im Jahre 1893 trat Schardt für grosse Ueberschiebungen ein; im Jahre 1898 verzeichnete er Profile, die für die Erklärung des Chablais zwei grosse „Bahnen der Ueberschiebung" weit aus dem Süden über einen grossen Theil der Alpen her zeigten, und seine Karte enthält sogar eine punktierte Nordgrenze der Ueberschiebungen, die gegen Osten bis über den Rhaetikon hinaus reicht (dess. Les Régions exotiques du versant N. des Alpes Suisses; Bull. soc. Vaud. 1898, XXXIV, p. 113—219, Karte; auch Eclog. geol. helv. 1898, V, p. 233—253, Karte). Im Jahre 1901 veröffentlichte M. Lugeon die Auffassung, welche hier zur Grundlage genommen ist.

31 M. Lugeon, Les Dislocations des Bauges (Savoie); Bull. serv. carte géol. 1900, XI, No. 77, p. 359—474, Karte. Diese Gegend besitzt eine reiche Literatur.

32 M. Bertrand et E. Ritter, Sur la structure du M. Joly près S. Gervais (Haute Savoie); Comptes rend. 10. Févr. 1896, und Ritter, Bordure SO. du M. Blanc, p. 167 u. folg.; p. 221, pl. I.

33 Dieselbe Erscheinung beschreibt sehr anschaulich auch Haug, Bull. serv. carte géol. 1895, VII, p. 271 u. folg.

34 Lugeon, Rapp. Congrès géol. 1903, p. 482. Lugeon meint zu erkennen, dass nicht Wildhorn über Wildstrubel geschoben, sondern dass Diablerets und Wildstrubel unter Wildhorn hervorgetreten seien.

35 M. Bertrand, am ang. O. (Anm. 3); auch hier wurde (I, 1883) Anstand genommen, die Nordfalte als ein Beispiel von Rückfaltung anzuführen.

36 Insbes. Alb. Heim, Geol. d. Hochalpen zwischen Reuss und Rhein mit einem Anhang v. petrogr. Beiträgen v. C. Schmidt; Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz (Bl. XIV); 1891, XXV, 503 u. 76 SS.; dazu unt. And. A. Heim, Geol. Nachlese; Die vermeintliche „Gewölbeumbiegung des N.-Flügels der Glarner Doppelfalte" S. v. Klausenpass, eine Selbstcorrectur; Vierteljahrsschr. Naturf. Ges., Zürich, 1906, LI, S. 403—431.

37 Arn. Heim, Zur Kenntniss d. Glarner Ueberfaltungsdecken; Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 1905, S. 90—118, insbes. S. 94.

38 Alb. Heim, Das Säntisgebirge; Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 1905, Neue Folge, XVI, 654 SS., Karten; III. Theil: E. Blumer, Geol. Monogr. d. Ostendes d. Säntis-Gruppe, ebend. S. 518—638.

39 Für entgegengesetzte Meinungen mag verwiesen sein auf T. G. Bonney, On the Cryst. Schists and their Relations to the Mesoz. Rocks in the Lepontine Alps; Quart. Journ. geol. Soc. 1890, XLVI, p. 187—240, und Geol. Mag. 1901, 4. Dec., VIII, p. 161—166, ferner On the South. origin attrib. to the North. Zone in the Savoy and Swiss Alps; Quart. Journ. 1907, LXIII, p. 294—307.

40 Auch H. Schardt, Note sur le profil géol. et la tecton. du Massif du Simplon; Eclog. Helv. 1904, VIII, p. 173—200, und dess. Die wissenschaftl. Ergebnisse d. Simplondurchstichs; Vortr. Schweiz. Naturf. Gesellsch., Winterthur, 8°, Winterthur 1904, 40 SS. Mit bewunderungswürdigem Scharfblicke hatte Gerlach schon im Jahre 1869 das horizontale Eindringen der Gneiss-Anticlinale von Antigorio erkannt.

41 Die Tessinmulde bei Stapff (Geol. Profil d. S. Gotthard; Beil. Bericht d. Bundesrathes, Kl. Fol., Bern 1880) ist das Erzeugnis dieser Rückfaltung; sie ist mesozoisch und enthält auch Amphibolite.

42 Heim, Die NO. Lappen des Tessiner Massives; Geol. Nachlese Nr. 17; Vierteljahrsschr. Naturf. Ges., Zürich, 1906, LI, S. 397—402.

43 Wilckens hat mesozoische Gesteine im Zapport (oberst. Rheinwald) getroffen und vermuthet, daß das Rheinwaldhorn eine schwebende Masse ist; das würde ein tieferes Eingreifen der Blennio-Einschaltung bedeuten; Centralbl. f. Min. u. s. w., 1907, S. 341—348.

44 M. Lugeon, Sur la coupe géol. du Massif du Simplon; Comptes rend. 24. Mars, 1904; ders. Sur les grandes Nappes de recouvrement de la Zone du Piémont; ebendas. 15. Mai 1905, und Lugeon et M. Argand, Sur les homologies dans les Nappes de recouvrem. de la Zone du Piém.; ebendas. 29. Mai 1905.

45 Die wichtigsten dieser Schriften sind: A. Stella, Il Problema geo-tetton. dell' Ossola e del Sempione; Boll. com. geol. 1905, 4. sér., VI, p. 1—41, Karte, u. S. Franchi, Sulla tetton. della Zona del Piemonte; ebendas. 1906, 4. ser., VII, p. 118—144; H. Schardt, Die modern. Anschauung. üb. d. Bau u. d. Entstehung des Alpengeb.; Verh. Schweiz. Naturf. Ges. St. Gallen, (1906) 1907, 37 SS., Karte d. Gneissdecken; C. Schmidt, Bild u. Bau d. Schweiz. Alp.; Beil. z. Jahrb. d. Schweiz. Alp. Club XLII, Basel, 1907, S. 44, Karte d. Gneissdecken; ebenso im Führ. Deutsch. Geol. Ges. Basel, 1907, S. 47.

46 Schardt, Mod. Anschauung. S. 13.

47 H. Gerlach, Die Pennin. Alpen; Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 1883, XXVII, 159 SS., u. ders. Die Bergwerke des Kanton's Wallis, e. d. 79 SS., hiezu Bl. XXII der geol. Karte d. Schweiz; E. Artini e G. Melzi, Ric. petrogr. e geol. sulla Valsesia; Mem. Ist. Lomb. 1900, XVIII, p. 219—392, Karte.

48 S. Franchi, Appunti geol. sulla zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano e sulle formaz. adjac.; Boll. com. geol. 1905, XXXVI, p. 270—298; V. Novarese, A proposito di un Tratatto di petrogr. di E. Weinschenk e sul preteso rapporto fra le rocce d. zona d'Ivrea e le pietr. verd. della zona dei calcescisti; Boll. com. geol. 1905, XXXVI, p. 181—191; ders. La Zona d'Ivrea; Boll. soc. geol. ital. XXV, 1906, p. 176—180. Aus diesem Grunde sind hier mehr Einzelheiten angeführt. Die bestrittene Meinung ist ausgesprochen in E. Suess: Sur la nature des charriages; Compt. rend. 7. Nov. 1904 und mit dieser letzteren stimmen auch Argand's Ergebnisse im wesentlichen überein; ebendas. 26 Févr, 12 Mars, 26 Mars 1906.

49 H. Preiswerk, Malchite u. Vintlite im „Strona"- u. im „Sesia"-Gneiss; Festschrift H. Rosenbusch gewidm., 8°, Stuttg., 1906, S. 322—334; Franchi (Boll. com. geol.

1906, part. uff. p. 30) führt einen Fall an, in dem der Strona-Gn. kataklastisch beeinflusst ist, die zum Kinzigit gehörige Sillimanit-Schiefer aber nicht. Kinzigit nannte H. Fischer (Neu. Jahrb. f. Min. 1860, S. 796, u. 1861, S. 641) den Granat-Gneiss des Kinzig-Thales; Hebenstreit zeigte den Gehalt an Grafit (Inaug. Diss. Würzburg, 1877, 8°, 74 SS.); Sauer führte den Namen Kinzigit-Gneiss in die geol. Specialkarte Badens ein (Erläut. zu Bl. Oberwolfach-Schenkenzell, 1895, S. 18). Dieser Granat-Grafit-Gneiss ist durch Einwirkung von Granitit auf einen Para-Gneiss entstanden (H. Thürach, Beziehungen d. Granitit-Gänge zum Nordracher Turmalingr. u. zu d. Kinzigit-Gn.; Mitth. Bad. Landesanst. 1899, III, S. 637 u. folg.).

50 Hammer. Jahrb. geol. Reichsanst., 1902, LII, S. 114.

51 Stache, Verh. geol. Reichsanst., 1876. S. 357; Linck, Pegmatite d. ob. Veltlin; Zeitschr. Naturw., Jena, 1099, XXXII, S. 345—360; O. Hecker, Gabbro-Gest. d. ob. Veltlin; Neu. Jahrb. f. Min. 1902, Beil. Bd. XVII, S. 313—354; Stella, Boll. com. geol. 1907, Atti uff. p. 35; für diese Batholithen insbes. Salomon, Periadriat. Mass., S. 137 u. folg.

52 W. Salomon, Die alpino-dinar. Grenze; Verh. geol. Reichsanst., 1905, S. 341—343; die Stelle ist ersichtlich auf Vacek und Hammer's Kartenblatt Cles (Oest. Spec. Karte, Zone 20, Col. IV).

53 Die bekannteste Stelle ist Dubino, nahe d. Mündung d. Adda; Rolle, Beitr. geol. Karte d. Schweiz, 1881, XXII, S. 18 u. folg.; G. Melzi, Ric. microsc. sulle rocce dell' versante Valtell. della cat. Orobica occ.; Giorn. di Min. 1891, II, p. 1—34; ders. Ric. geol. e petr. sulla Valle de Masino; ebendas. 1893, IV, p. 89—134, Karten; Salomon, Sitzungsb. Akad. Berlin, 1899, S. 27.

54 G. Klemm, Ber. üb. Unters. an d. sog. „Gneissen" u. s. w. der Tessiner Alpen, III, IV.; Sitzungsb. Akad. Berlin, 1906, S. 429 u. 1907, S. 251—258. Allerdings darf aus diesen vereinzelten Batholithen nicht für die Gesammtheit der Tessiner Gneisse jungintrusive Natur gefolgert werden.

55 Mattirolo, Boll. com. geol. 1907; parte uff. p. 29.

56 Frank R. van Horn, Petrogr. Unters. üb. d. noritisch. Gesteine d. Umgeg. von Ivrea; Tschermak (Becke) Min. Mitth., 1898, XVII, S. 391—420, Karte.

57 Franchi, Boll. com. geol. 1901, XXXII, Att. uff., p. 39.

58 Die wichtigsten Schriften sind Artini e Melzi, Sulla Lherzolite di Balmuccia in V. Sesia; Rend. Acc. Linc. 1895, 5. ser., IV b, p. 87—92; R. W. Schaefer, Der bas. Gesteinszug v. Ivrea im Gebiete d. Mastallone-Thales; Tschermak (Becke) Min. Mitth. 1898, XVII, S. 495—577; C. Porro, Geogn. Skizze d. Umgeg. von Finero; Ztschr. geol. Ges. 1895, XLVII, S. 377—422, Karte, und die bereits genannten Arbeiten von Franchi, Stella u. Novarese; Schaefer vergleicht den Dioritschiefer mit dem Grünschiefer von Wallis, meint, alle Gesteine von Peridotit bis Diorit seien aus einem gemeinsamen Magma hervorgegangen und erwähnt den Eindruck einer alpinen Längsspalte (wie Artini u. Melzi). Nach Novarese (Boll. com. geol. 1905, Atti uff. p. 32) würden die Nickelerze in grossen Gängen aufsteigen. Kleinere Vorkommnisse von Peridotit werden auch aus dem Osten des Zuges erwähnt.

59 G. Tschermak, Min. Mitth. 1874, S. 285; Stelzner, Berg- und Hüttenw. Zeitschr. 1877, S. 86; Gerlach am ang. O., S. 134; J. H. L. Vogt, Zeitschr. f. prakt. Geol., 1893, S. 257.

60 Einzelheiten des W. Randes bei Franchi; Boll. com. geol. 1905, p. 273 u. folg.

61 Franchi, Boll. com. geol. 1904, p. 242—247.

62 V. Novarese möchte diesem Diorit sogar mitteltertiäres Alter zusprechen, da er nicht dynamisch verändert ist; ders. L' orig. d. giacim. metallif. di Brosso e Traversella in Piemonte; Boll. com. geol. 1901, XXXII, p. 75—93, u. ders. Zeitschr. f. prakt. Geol., 1902, X, S. 179—187.

63 Franchi, Boll. com. geol. 1907; Atti uff., p. 30. Hieher gehört vielleicht der von Preiswerk erwähnte Vintlit von Gaby im Gressoney.

64 Vgl. E. Mattirolo, Su di una carta geo-litol. delle Valle di Lanzo; Boll. com. geol. 1905, p. 191—211, Karte.

65 Traverso, Geol. dell' Ossola; $8^0$, Genova, 1895, 275 pp., Karte; auf p. 148 eine Beschreibung des Hauptzuges.

66 Mattirolo, Boll. com. geol. 1902; Atti uff., p. 20 u. folg.; Novarese ebendas. 1901, p. 34, 1902, p. 32, 1903, p. 30; Franchi ebendas. 1903, p. 33, 1905, p. 293 u. an and. Ort.

67 E. Argand, Sur la tecton. du massif de la Dent Blanche; Compt. rend. 26 Févr. 1906, u. ders. Sur la tect. de la zone d'Ivrée et de la zone du Strona, ebendas. 12 Mars, 1906.

68 C. Schmidt, Ueb. d. Geol. d. Simplongebietes u. d. Tektonik d. Schweizer Alpen; Ecl. geol. Helv. 1907, IX, S. 484—584, Karte; auch dess. u. Preiswerk, Geol. d. Karte Simplongebietes, 1 : 50.000, 1907. C. Schmidt trennt zwar die Zone von Ivrea von den mesozoischen Pietre verdi, meint aber, dass sie fortsetze an der Adda, rechnet sie zu den Dinariden, gibt jedoch zu, dass eine genetische Beziehung zwischen Ivrea und den Ophiolithen des Bündner Schiefers zu bestehen scheine, weil dort, wo im Bündner Schiefer Gabbro sich findet, auch basische Gesteine in dem benachbarten Grundgebirge zu erscheinen pflegen S. 547, Anm.); L. Milch (Ueb. d. Granitgneiss vom Roc noir; Neu. Jahrb. f. Min. 1901, I, S. 49—88) findet, dieses Gestein sei primär-eruptiver Hornblende-Granit mit stellenweiser Annäherung an Quarz-Diorit, nachträglich dynamisch verändert, wahrscheinlich von carbonischem Alter.

69 H. Preiswerk, Die Grünschiefer in Jura u. Trias d. Simplongebietes; Beitr. geol. Karte d. Schweiz, 1907, XXVI, I. Theil, 42 SS.

70 M. Bertrand, Études dans les Alpes franç., Bull. soc. géol. 1894, 3. sér., XXII, p. 160; hier wird auch ein Vergleich mit den Tuffen der Wenger Schiefer in den Dinariden angeregt. Preiswerk weist auf die Melaphyre S. Tyrols. In ähnlicher Weise Kilian u. Termier, Bull. soc. géol. 1901, p. 394 u. folg.; Cole u. Gregory nennen am M. Genêvre auch Dolerit u. Augit-Andesit in Gängen; Quart. Journ. Geol. Soc. 1890, XLVI, p. 295—232.

71 Insbes. in Nécess. nouv. Interprét., (Anm. 75), p. 188.

72 Rosenbusch, Mikr. Physiogr., 4. Aufl., 1907, II, S. 282.

73 Ausser den bereits erwähnten Schriften von M. Bertrand, Kilian, Termier und Haug, insbesondere Kilian, Nouv. observ. géol. dans les Alpes Delph. Prov.; Bull. serv. carte géol. 1900, XI, No. 75, p. 259—277, und dess. Notice explic. de la feuille de Larche; Ann. de l'Univ. de Grénoble, 1905, XVII, p 1—12; Kilian et Termier, Nouv. Docum. relat. à la Géol. des Alpes franç.; Bull. soc. géol. 1901, 4. sér., I, p. 385—420, und Termier, Quatre coupes à travers les Alpes Franco-ital.; ebendas. 1903, 4. ser., II, p. 411—432. Für das italienische Gebiet der Schistes lustrés: D. Zaccagna, Sulla Geol. d. Alpi occ.; Boll. com. geol. 1887, XVIII, p. 346—417, Karte; dess. Riassunto d. Osserv. geol. eb. das. 1892, XXIII, p. 175—244, 311—404, Karte, dann ebendas., 1901, XXXII, p. 4 u. folgende Bände; ferner neben bereits Angeführtem: S. Franchi, Ancora sull' Età mesoz. d. Zona d. Pietre verdi; ebendas. 1904, XXXV, p. 125—178, Karte, und insbes. dess. Sulla tetton. d. Zona del Piemonte; ebendas. 1906, XXXVII, p. 118—144.

74 Die verschiedenen Meinungen vergleicht G. Rovereto, Geomorf. del Gruppo del Gr. Paradiso; 75 pp. (aus d. Boll. Club Alp. Ital., p. 1906, XXXVIII).

75 Termier, Sur la Nécessité d'une nouv. Interprét. de la Tecton. des Alpes franco-ital.; Bull. soc. géol. 1907, 4. sér., VII, p. 174—189, als Karten hiezu mögen M. Bertrand's Skizzen dienen; ebendas. 1894, 3. sér., XXII, pl. IV—VII.

76 A. Stella, Calc. foss. e Scisti cristall. dei Monti del Saluzzese nel cosidett. Ellissoide gneissico Dora-Maira; Boll. com. geol. 1899, XXX, p. 129—160, Karte.

77 Insbesondere in dess. Quatre coupes à trav. les Alpes Franco-ital.; auch dess. Nécess. d'une nouv. Interprét.

78 Das ist Termier's „Quatrième écaille" (Les Mont. entre Briançon et Vallouise. p. 110—127 u. 167—182), insbes. p. 127 u. 173).

79 Kilian, Compte rend. IX. Congr. 1903, p. 473.

80 G. Rovereto, Carta tettonica dei Monti Liguri in dess. Geomorfol. delle Valli Liguri; Atti d. R. Univ. di Genova, 1904, XVIII, 226 pp.; auch dess. Arcaico e Paleoz. nel Savonese, Boll. soc. geol. it. 1895, XIV, p. 37—75, Karten, insbes. tav. II; A. Issel e S. Squinabol, Carta geol. della Liguria, 2 Bl. Genova, 1891, und Issel e Traverso,

Nota sul Litorale tra Vado e Spotorno; Atti soc. ligust. 1894, V, 20 pp. Die Trias-Versteinerungen u. die Schichtfolge bei Noli unweit Spotorno beschrieben Rovereto in Boll. soc. geol. il. 1897, XVI, p. 83, u. Tornquist in Neu. Jahrb. f. Min. 1900, I, S. 176.

81 F. Sacco, I Monti di Cuneo, tra il gruppo d. Besimauda e quell. dell' Argentera, Atti acc. Torino 1907, XLII, p. 61—78, Karte.

82 T. Zaccagna, Stud. geol. sul carbonif. d. Liguria occ.; Mem. descr. Carta geol. 1903, XII, p. 147—161, Karte; von der Verbindungsstrecke N. vom Vallone dell' Arma (vgl. SW. Theil der Fig. 18, S. 149) geben Franchi und Decastro eine Karte ebendas. tav. XII, und ebenso Zaccagna in Boll. com. geol. 1903, XXXIV, tav. V.

83 A. Issel, Note spiccate; II, Valle di Pallizano; con App. di G. Rovereto; Atti soc. lig. 1904, XV, 30 pp.

84 S. Franchi, Nota prel. sulla formaz. gneissica e sulle roccie granit. del massiccio cristall. Ligure; Boll. com. geol. 1893, XXIV, p. 43—96; Rovereto Arc. e Pal. (Anm. 80.)

85 C. de Stefani, L' Apennino fra il Colle dell' Altare e la Polcevera; Boll. soc, geol. it. 1887, VI, 225—263.

86 Meine Wanderungen in diesen Gegenden wurden im Jahre 1872 ausgeführt; sie wurden angeregt durch die Frage, ob in der tyrrhenischen Senkung die Fortsetzung der Alpen liege; Ueb. den Bau der ital. Halbinsel; Sitzungsb. Akad. Wien, 1872, LXV, S. 217—221.

87 L. Mazzuoli ed A. Issel, Nota s. la zona di coincidenza d. formaz. ofiolit. eocen. e triasica d. Liguria occid.; Boll. com. geol. 1884, XV, p. 2—23, Karte.

88 C. F. Parona e G Rovereto, Diaspri permiani di Montenotta (Lig. or.); Atti Acc. Tor. 1895, XXXI, p. 167—181; diese Gesteine sind mesozoisch und in Verbindung mit Pietre verdi; für diese ganze Strecke insbes. Franchi, Il Trias a Facies mista con Calcescisti e Pietre verdi nel Versant. Padano d. Alp. ligur.; Bull. soc. geol. it. 1906, XXV, p. 128—132.

89 C. Doelter, Der Vulcan M. Ferru auf Sardinien; Denkschr. Ak. Wien, 1877, XXXVIII, S. 193—214, Karte, und 1878, XXXIX, S. 41—96; A. Dannenberg, Die Deckenbasalte Sardinien's; Centralbl. f. Min. u. s. w. 1902, S. 331—342; G. Deprat, Les Volcans du Loudgoro et du Campo d' Ozieri; Comptes rend. 27. Mai 1907, p. 1182—1185.

90 A. Tornquist, Ergebnisse einer Bereisung d. Ins. Sardinien; Sitzungsber. Ak. Berlin, 1902, XXXV, S. 808—829, insbes. S. 828, und Deprat, Sur les rapp. entre les terr. tert. et les roches volc. dans l'Aglona; Comptes rend. 14. Janv. 1907, p. 107—109.

91 Tornquist, Die Gliederung u. Fossilführung des ausseralpin. Trias auf Sardinien; Sitzbr. Akad. Berlin 1904, XXXVIII, S. 1098—1117; auch E. Philippi, Centralbl. f. Min. 1901, S. 551—557; Dom. Lovisato, Rendic. Ist. lomb. 1903, ser. II, XXXVI, p. 216—228; C. de Stefani, Rendic. Acc. Lincei, 1891, VII, p. 427—431; Tornquist, Die carbon. Granitbarre zwisch. d. oceanisch. Triasmeer u. d. europ. Triasbinnenmeer. Die Entwickl. d. Trias auf Corsica; Neu. Jahrb. f. Min. 1905, Beil. Bd. XX, S. 466—507; K. Deninger, Die mesoz. Format. auf Sardinien; Neu. Jahrb. f. Min. 1907, Beil. Bd. XXIII, S. 435—473, Karte. Am unteren Ebro treten noch Trachyceras, Pinacoceras u. A. auf. (E. v. Mojsîsovics, Verh. geol. Reichsanst. 1881, S. 105—107.) Es scheint allerdings, dass die Tethys während eines Theiles der Trias gegen das heutige atlantische Gebiet abgeschlossen war. Ob eine zeitweise Verbindung mit Mexico vorhanden war, ist unbekannt; vgl. Balearen, Abschn. XV.

92 A. Fucini, Sopra alc. Foss. ool. del M. Timoleone in Sardegna; Boll. soc. Malac. it. 1897, XX, p. 150—160; G. Dainelli, Foss. Batoniani d. Sardegna; Boll. soc. geol. it. 1903, XXII, p. 253—347; A. Tornquist, Pflanzen d. mitteljur. Sandst. O.-Sardinien's; Neu. Jahrb. f. Min. 1904, XX, S. 149—158. Hier mag erinnert sein, dass diese Stufe weit im Osten, in den SO. Karpathen, sich in der Facies der Normandie wiederholt; Verh. Geol. Reichsanst., 1867, S. 28—31.

93 Fr. Bassani, Avanzi di Clupea (Meletta) crenata n. Marne di Ales in Sardin.; Rendic. Acc. Nap. 1900, VI, S. 156—158 u. 191—194.

94 St. Traverso, Calc. fossiliferro nel Gerrei (Sardegna), 21 pp., gr. $8^0$, Turin 1891.

95 L. Pampaloni, I terr. carbonif. di Seui e oolit. della Perdaliana; Rendic. Acc. Linc. 1900, IX, p. 345—349.

96 Z. B. Maury's Fund von Product. semireticulatus bei Galeria; Bull. serv. carte géol. 1905, XVI, p. 185.

97 G. Rovereto, Sull' Età d. Scisti Cristall. d. Corsica; Acc. Tor. 1906, XLI, 72—86.

98 Hollande, Géol. de la Corse; Ann. sc. géol. 1877, IX, No. 2, 114 pp., Karte.

99 Nentien, Etude géol. sur la constit. géol. de la Corse; Mém. p. serv. à l'explic. de la carte géol. de la France, 1897, $4^0$, 224 pp., Karte, insbes. p. 205.

100 Hollande am ang. O., p. 80, Note; C. de Stefani, Rendic. Acc. Linc. 1891, VII, p. 465.

101 E. Maury, Feuille de Bastia; Bull. serv. carte géol. 1903, XIII, p. 666—669; für den Flysch von S. Flourent ders. e. d. 1904, XV, p. 273—276, und 1905, XVI, p. 181; für das Alter ebendas. 1907, XVII, p. 269.

102 R. Ugolino, App. s. Cosistenz. geol. dell' Is. di Gorgona; Atti soc. tosc. Pisa, 1902, XVIII, p. 197—213, Karte.

103 H. Emmons, The Petrogr. of the Isl. of Capraja; Quart. Journ. Geol. Soc. 1893, XLIX, p. 129—144, Karte.

104 B. Lotti, Descr. geol. dell' Isola d' Elba; Mem. descr. d. Carta geol. d' Ital. 1886, II, 254 pp., Karte.

105 C. de Stefani, Le Pieghe dell' Appennino fra Genova e Firenze; Cosmos (d. G. Cora) 1892—93, XI, p. 129—151, Karte.

106 B. Lotti, Consid. sintetiche sulla Orograf. e s. Geolog. della Catena metallifera in Toscana; Boll. com. geol. 1892, XXIII, p. 55—71. Zugleich hatte damals Hr. Lotti die Güte, mir eine Skizze der Leitlinien Toscana's zu übersenden. Man findet eine dieser Darstellungen in T. Fischer.

107 T. Fischer, La Penisola Ital., saggio di Corograf. scientif., ed. ital a cura d. Novarese, Pasanisi e Rodizza; $8^0$, Torino, 1902, p. 212.

108 P. Fossen, Sulla cost. geol. dell' is. di Cerboli; Boll. com. geol. 1885, VI, p. 13—17.

109 G. Steinmann, Alpen u. Apennin; Monatsb. Deutsch. Geol. Ges. 1907, LIX, S. 177—183.

110 F. Sacco, La Géo-Tecton. de la haute Italie occid.; Bull. soc. Belge de Géol. 1890, IV, p. 3—28, insbes. p. 18 u. folg.; ders. Les Rapports géo-tecton. entre les Alpes et les Appenn., Karte; ebendas. 1895, p. 33—49, Karte, u. an and. O. Insbes. dess. Karte in 100.000 zu: Il Bacino terz. e quat. del Piemonti; $8^0$, 634 pp., 1889—90. Auch Rovereto anerkennt den Zusammenhang mit dem Appennin; Geomorf. p. 44. Virgilio versuchte diese Falten durch Reyer's Gleithypothese zu erklären, so wie Bombicci schon früher auf ähnliche Weise den ganzen Appennin auf diesem Wege erklären wollte. F. Virgilio, La Collina di Torino, $8^0$, Turin 1895, 159 pp.,; auch Atti Acc. Torino, 1895, XXX, p. 589—606, und Boll. soc. geol. 1896, XV, p. 36—70. Auch L. Bombicci-Porta, Rivendic. d. priorità etc. Rendic. Acc. Bologna, 30. Apr. 1893.

111 St. Traverso, Le Rocce della Valle di Trebbia, $8^0$, Genua 1896, 83 pp.; Sacco spricht sich für das cretacische Alter aus, vielleicht mit eocänem Ausklingen; ders. Les format. ophitifères du Cretacé; Bull. soc. Belge de Géol. 1895, XIX, Mém. p. 247—265.

112 P. E. Vinassa de Regny, Stud. geol. sulle Roccie dell' Appenn. Bolognese; Boll. soc. geol. It. 1899, XVIII, p. 15—32.

113 Lotti, Elba, p. 110, 119, 179.

114 Gastaldi, Studii geol. sulle sulle Alpi Occ.; Mem. Com. geol. 1871, I, p. 32.

115 Traverso, Rocc. d. Trebbia, p. 65. Die ganze Schwierigkeit ergibt sich am deutlichsten aus den beiden Schriften von Novarese, Nomencl. e sist. d. roccie verdi n. Alp. Occ.; Boll. com. geol. 1895, XXVI, p. 164—181, und S. Franchi, Not. sopr. alc. Metamorf. di Eufotide e Diabasi n. Alp. Occ.; ebendas. p. 181—204. — Kalkowsky zeigt, dass ligurischer Serpentin durch dynamischen Einfluss in Nephrit übergeht; Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1907, LVIII, S. 307—378.

# VIERZEHNTER ABSCHNITT.

## Die Alpen.

### II. Oestlicher Theil.

Südgrenze der Ostalpen. — Lepontinische Decken. — Selvretta. — Muralpen. — Oetz, Ortler. — Disgrazia, Bernina. — Laas. — Tauern. — Oestliche Kalkalpen. — Flysch und lepontinischer Saum.

In manchen Beziehungen stellen sich die Aufgaben, welche in den Alpen östlich vom Rhein gestellt sind, anders dar als die Aufgaben des Westen's. Die Ausdehnung ist sehr gross. Die Verbindung mit den Karpathen vollzieht sich in ganz anderer Weise als jene mit dem Appennin und ohne den grossen Rückstau. Die basischen Lagergänge, wie jene von Ivrea im Südwesten, machen tonalitischen und granitischen Intrusionen Platz, und die Aehnlichkeit mit den Granodioriten America's regt die Frage an, ob die Andesite am äussersten Ostende des Tonalitzuges (III, 422, Fig. 17) nicht auch ein Theil des intrusiven Gürtel's seien und sich zu diesem ähnlich verhalten, wie in weit grösserem Maassstabe die Andesite der Cascade Range zu den südlichen Ausläufern des columbischen Granodiorit's. Ihre Tuffe und Breccien liegen im Unter-Miocän und vielleicht sind die benachbarten Thermen auch ein uns hinterlassenes Erbe dieser Vorgänge der Vorzeit.[1]

Die alte Eintheilung der Ostalpen in Central-Alpen, Grauwacken-, Kalk- und Sandstein-(Flysch-) Zone, welche auf der Karte das Auge fesselt, deutet auf einfache Verhältnisse, aber schon

die hier angeführte Thatsache, dass die Deckschollen des Chablais über die Glarner Faltung hinweg den Rhätikon erreichen und, wie sofort hinzugefügt werden kann, unter dem Rhätikon in den Grundbau der Ostalpen eintreten, lehrt, dass die Einfachheit des Bildes täuscht.

Die Dinariden dringen viel weiter gegen Nord vor als im Westen. Es muss festgehalten werden, dass keine natürliche Grenze vorhanden ist zwischen den Dinariden Griechenland's, Albanien's, Dalmatien's, Süd-Tyrol's und der Lombardei. Stetige Leitlinien ziehen weit aus dem Süden herauf. Ununterbrochen oder wechselständig folgen sich die Falten. An der Stelle der concaven Beugung, S. von Idria, bilden sie die von Kossmat geschilderten Ueberschiebungen, die völlig jenen gleichen, welche in der concaven Beugung der Appalachien zu beschreiben sein werden.[2] Im Vellach-Thale (Kärnthen) ist unter dinarischem Einfluss die ganze alpine Trias gegen N. überstürzt und 18 Kilom. westlich davon, S. von Waidisch, treten nach Teller die Dinariden eine kurze Strecke weit über die Alpen. Dinarisches Ober-Carbon liegt auf alpiner Trias.[3] An dieser Stelle verwirklicht sich in kleinem Maassstabe sichtbar Termier's Hypothese von der Ueberwältigung der Alpen durch die Dinariden. Es ist anzunehmen, dass die Alpen unter die Dinariden hinabsinken, aber es ist nicht nachweisbar, dass die dinarische Grenze sich je viel weiter gegen Nord befunden habe.

Weiter gegen WNW. gelangt man in das Gebiet der langen Drau- und Gail-Brüche (I, 338). Bis zu den Bergen von Lienz herrscht in den Alpen nahe der Grenze Bewegung gegen N.; von hier an wendet sich die Bewegung gegen S.; Geyer schreibt dies dem Rückstau zu.[4] Dann gehen Druck und Abtragung so weit, dass von der alpinen Trias nur schmale Wurzeln zurückblieben, deren eine bei Mauls am Brenner eintrifft (I, 341; III, 428). Derselbe Zug umgeht den Kopf der Dinariden und zieht, gegen S. überworfen, noch 20 Kilom. weiter gegen SW. in der Richtung auf Meran (I, 324, Fig. 30, 31).

Den Kopf selbst, nämlich den nördlichsten Theil der vordringenden Dinariden, begleitet der Granitzug von Brixen. Seinen breiteren, mittleren Theil durchschneidet die Brennerstrasse N. von Franzensfeste.

Der Granit liegt zwischen dem dinarischen Quarzphyllit und

dem phyllitischen Gneiss der Alpen. Aus Sander's Beobachtungen ergibt sich, dass der Granit die dinarischen Gesteine im Streichen durchschneidet und sie seitlich und im Dach nach Art eines Batholithen verändert. Dagegen folgt er dem Streichen der alpinen Gesteine und ist nach dieser Seite von einem Gürtel von Tonalit-Gneiss begleitet.[5] Durch seine Lage und insbesondere durch seine Einwirkung auf das Dach erinnert dieser Granit an den Zug von Ivrea. Erstarrt, hat er selbst an nachfolgenden Bewegungen theilgenommen und diese haben auf geneigten Ebenen Zermalmung des Gestein's vollzogen.

Nun wendet sich die Grenze in die Richtung NNO.—SSW.; sie ist hier den Dinariden, aber nicht ganz den Alpen parallel und lehrreiche, durch Stache, Lepsius, Salomon, im alpinen Theile besonders durch Hammer bekannt gewordene Umstände treten ein.

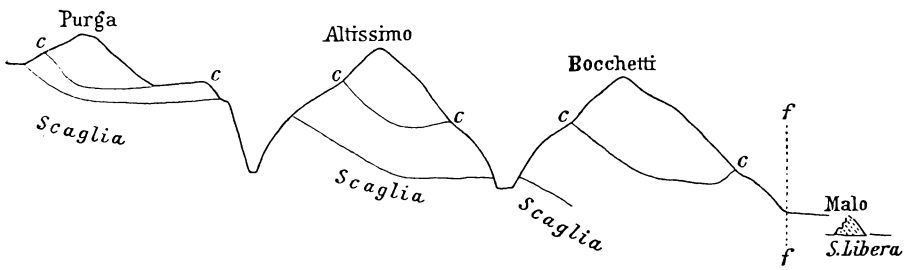



Fig. 19. West-Ost-Schnitt durch das Vicentinische Tertiärgebiet. Faltungen quer auf das dinarische Streichen. Allgemeines Absinken gegen den Bruch von Schio (*f*, *f*). *c*, *c* kohlige Schicht im Eocän; bei S. Libera abgesunkene Scholle der Schio-Schichten.

Das Streichen der Alpen wird in der Nachbarschaft der Grenze (hier der Judicarien-Linie) beirrt, auch gegen NNO. verschleppt. Dabei ist die Grenze stellenweise ganz steil; an einigen gut aufgeschlossenen Punkten neigen sich die Alpen über die Dinariden. Der alpine Gneiss enthält eigenartige, concordante, linsenförmige Einschaltungen von plattigem Olivin. Sie verdanken, wie Hammer sagt, ihre Gestalt einer Zerrung, welche auch dem Gneiss seine Structur gegeben hat.[6]

Die Dinariden umschliessen eine lange Mulde von Sedimenten, die, parallel der Judicarien-Linie, bis 14 Kilom. S. von Meran vordringt oder vielmehr ohne jede wesentliche dynamische Veränderung nach vorwärts getragen wurde. Ihre Schichtfolge reicht nach Vacek's Untersuchungen von Perm bis Oligocän; weiter im Süden umfasst sie auch die Schio-Schichten.[7] Zugleich bezeugen die ausstrahlenden Save- und Etsch-Linien (III, 427) die Andauer

der mächtigen Gesammtbewegung bis in sehr späte Zeit. Die letzteren erzeugen zwischen den Judicarien und dem Bruch von Schio eine submeridionale Faltung, welche das normale Streichen der Dinariden kreuzt. Innerhalb dieser Linien liegt der Norden des Garda-See's.

Porphyrit-, Diorit-, Kersantit- und andere Gänge schwärmen durch einen breiten südlichen Theil der Alpen. Ihre Verbindung mit den Intrusionen der Grenze ist nicht sichergestellt, aber in vielen Fällen wahrscheinlich. Sie sind zumeist nicht Lagergänge wie die grünen Gesteine, sondern aufsteigende Spaltengänge und vielleicht Vorläufer der Batholithen der Adda, denen wir uns nun genähert haben.[8]

Lepontinische Decken. Als Gressly eine bivalvenreiche Mergelfacies im Jura unterschied, wollte er damit eine Bildung bezeichnen, der an anderem Orte ein gleichzeitiges Sediment von anderer, z. B. reinkalkiger Beschaffenheit mit anderer Fauna gegenüber stand. Das waren nach der von Mojsisovics gewählten Bezeichnung zwei zugleich heteropische und heterotopische Facies.[9] Das unerwartete Erscheinen heteropischer Bildungen hat zuerst zu der Meinung geführt, die Karpathen seien aus grösserer Entfernung über die Sudeten getragen und ein ähnlicher Weg hat zu dem Verständnisse der Deckschollen des Dauphiné geführt.

Reine heteropische Heterotopie, d. i. Verschiedenheit gleichzeitiger Bildungen an entfernten Orten, setzt immer Uebergänge voraus. Rein sollten solche Bildungen nur genannt werden, wenn accessorische Erscheinungen nicht vorhanden sind. Während Mojsisovics sich dagegen verwahrte, dass „zufällige Beimengungen", wie z. B. vulcanische Asche, als Merkmale der Heteropie angesehen werden, ist bei den Studien in den Alpen die Benützung solcher accessorischer Merkmale, z. B. der grünen Gesteine, nicht zu vermeiden. In diesen Fällen gelten selbstverständlich nicht die gleichen Voraussetzungen für vermittelnde Uebergänge, Abgrenzung u. A.

Die helvetische und die ostalpine Schichtfolge sind zwei wohlunterschiedene, ziemlich reine heteropische Reihen. Sie sind in sich nicht einheitlich und es erscheint z. B. in Trias und Lias des Salzkammergutes sehr ausgeprägte secundäre Heteropie. Im Grossen können sie vorläufig als Einheiten angesehen werden.

Zwischen beiden liegen Decken, die zum Theile durch acces-

sorische Merkmale bezeichnet sind und welche durch dynamische oder andere Einflüsse sehr verändert wurden. Oefters ist ihre Fauna, vielleicht sogar ihr ursprünglicher Mineralbestand, schwer kennbar, während der im Norden der grossen Bewegungen liegende Theil der helvetischen Serie und die hoch über den Bewegungsflächen liegende ostalpine Serie von solchen Veränderungen frei blieben. Diese ganze zwischenliegende Gruppe wird hier vorläufig als die lepontinische bezeichnet. Dieser Name ist bestimmt, mit dem Fortschreiten der Kenntnisse zu verschwinden. Die piemontesische Facies und jene des Briançonnais fallen hieher und es darf vermuthet werden, dass die Heteropie der helvetischen und der ostalpinen Facies innerhalb der lepontinischen Glieder verbindende Uebergänge besitzt.

In der Schweiz sind die auf der helvetischen Decke schwebenden lepontinischen Deckschollen von West gegen Ost: Sulens, les Annes, die grösseren Massen des Chablais und der Freiburger Alpen, dann die kleineren von Giswyl, Stanz, des Mythen, von Iberg, ferner der Berglittenstein bei Buchs im Rhein-Thale. Jenseits des Rhein's setzt sich ihre Gesteinsfolge im Falkniss fort. Dann ist sie längs des W.-Randes des Rhätikon und noch weiter gegen Süd sichtbar.

In diesem Gebiete sind die Studien weit genug vorgeschritten, um innerhalb der lepontinischen Reihe drei Decken unterscheiden zu lassen. Diese sind:

1. Die unterste, die Decke der mittleren Voralpen (Nappe des Préalpes médianes Lugeon; Klippendecke Steinmann). Man kennt sie vom Chablais bis zum Rhätikon. Ihre auffallendsten Kennzeichen sind weisse tithonische Kalksteine in Verbindung mit rothem Senon (couches rouges). In vollständigeren Profilen umfasst sie z. B. nach Tobler und Buxtorf im Westen des Vierwaldstätter See's: Gyps der Trias, dolomitischen Kalk der Spielgerten, die rhätische und mehrere Stufen des Jura, Senon und Flysch.[10]

2. Die Breccien-Decke (Nappe de la Brêche Lug.), gleichfalls von Trias bis in das rothe Senon und den Flysch reichend. In ihr erhält der Lias jene eigenartige brecciöse Entwickelung, die in den Wurzeln zwischen der M. Blanc-Zone und dem Carbon-Fächer wieder erscheint.[11] Bänke mit Pentacrin. tuberculatus aus der Lias-Breccie mögen wegen ähnlicher Vorkommnisse im Osten erwähnt sein.

Dass diese Decke im Rhätikon unter der nächstfolgenden Decke der grünen Gesteine liegt, kann nach den Untersuchungen Steinmann's und seiner Mitarbeiter kaum bezweifelt werden. Diese Reihenfolge traf Lorenz im Falkniss[12] und Seidlitz bestätigt sie auf eine lange Strecke.[13] Weiter gegen Süd, im Plessur-Gebirge, geht nach Hoek die Breccien-Decke nach und nach verloren.[14]

3. Die Decke der grünen Gesteine (ophiolithische, rhätische, vindelicische D. Steinmann). Sie fehlt dem Westen nicht ganz, erreicht aber im Osten weit grössere Bedeutung. Steinmann hat ihr viel Aufmerksamkeit geschenkt. Die grünen Gesteine (Gabbro, Serpentin, Diabas) sind häufig von Radiolarien-Gestein des tiefen Meeres und von mittel- oder oberjurassischem Alter begleitet; ferner erscheinen Aptychenkalke, cretacische Breccien, auch das rothe Senon und ein eigenartiger Flysch. Die grünen Gesteine wurden bei der Verfrachtung oft in grosse Blöcke gebrochen oder in Grünschiefer verwandelt. Auch die Aptychenkalke dürfen als Anzeichen grösserer Tiefen angesehen werden.

Die lepontinischen Decken sind zuweilen von sehr grossen Grundschollen von Gneiss oder Granit begleitet, namentlich nach Kilian's und P. Lory's Untersuchungen.[15]

Es scheint Uebereinstimmung mit der Ansicht zu bestehen, dass die Breccien-Decke von der Ostseite der M. Blanc-Zone aus dem Briançonnais stamme und dass im Allgemeinen jede höher liegende Decke die entferntere sei. Diess stimmt für die dritte Decke insoferne überein, als die piemontesischen grünen Gesteine hier auftreten. Die wiederholt und namentlich von Lugeon und Argand geäusserte Ansicht, dass sie mit der äussersten dinarischen Grenze, also etwa mit den Kalkstreifen längs der Zone von Ivrea in Verbindung zu bringen seien, ist zu vergleichen mit dem früher über das Hervorgehen der Dent Blanche aus dieser Zone Gesagten. Diese Frage ist durch directe Beobachtung vielleicht nie zu entscheiden. Die Verbindung mit dem Süden ist zerstört, aber jedenfalls muss einst Verbindung der grünen Gesteine vorhanden gewesen sein. Da die Reste der Decken vom Genfer See bis zum Rhätikon eine Kette bilden, muss diese Verbindung einen grossen Theil der Schweiz überdeckt haben, wenn auch ein Theil durch spätere Bewegungen der Hochketten noch weiter gegen Aussen getragen sein mag.

So wird der ganze Raum von den piemontesischen Alpen

bis zu den Decken und bis zum Rhätikon zu einem durch spätere Bewegungen gestörten Fenster.

Nun betreten wir die Ostalpen.

Selvretta. Der Prättigau ist ein grünes Berg- und Hügelland, gegen Nord abgegrenzt durch die steilen Wände des Rhätikon, gegen Ost durch den vorderen Rand der Selvretta. Dieses Gebiet ist bereits hier kurz besprochen worden (I, 182, Fig. 15). Das Folgende wird zeigen, bis zu welchem Grade die Kenntnisse und die Auffassungen dank der Arbeit der Fachgenossen sich seither erweitert haben.

Vom Rhône-Thale, von Sitten und Visp, über den Nufenen-Pass, das Bedretto-Thal, Airolo und Scopi zieht jene wichtige Leitlinie herbei, die im Westen durch die innere Flysch-Zone bezeichnet ist. Sie erreicht als eine sich öffnende Synclinale oder Wurzel zwischen Gotthard und Adula das Bergland, welches Vorder-Rhein und Ober-Rhein trennt. Dieses Bergland vereinigt sich über Chur mit dem Prättigau.

Es ist ein weites Gebiet von Bündner Schiefer, ein vielgestaltiges, hier dem Flysch sehr ähnliches Gebilde. Was darin im Prättigau an Versteinerungen getroffen wurde, deutet zumeist auf untere Kreide.

Nähert man sich dem Fusse des Rhätikon oder der Selvretta, so gelangt man sofort in die lepontinischen Decken. Bei Partnun, in dem einspringenden Winkel zwischen den nach West und den nach Süd ziehenden Abhängen, erblickt man schon von ferne die weissen Wände des Tithon, die unter die krystallinischen Felsarten der Ostalpen hinabtauchen.[16] Weithin, bei Arosa, in Oberhalbstein, an der Westseite des Julier-Passes, dann unter Gravesalvas am Silser See und bis über Silvaplana kann man grössere oder kleinere Theile der lepontinischen Reihe oder wenigstens ein Band von Serpentin als den Vertreter des höchsten Gliedes verfolgen und zugleich das Hinabsinken unter die Ostalpen.

Wir setzen von Partnun aus unsere Wanderung ostwärts gegen das Innere der Selvretta fort. Die Höhen nehmen zu; viele Gipfel übersteigen 3000 M.; Eisfelder breiten sich aus; wir sind umgeben von Hornblendschiefer und Gneiss, mit etwa OW.-Streichen. Endlich, nach 20—25 Kilom., nachdem die engste und zugleich höchste Strecke der Selvretta gekreuzt ist, öffnet

sich das Thal des oberen Inn und wieder treten, wie im Westen bei Partnun, so im Osten der Selvretta unter dem Gneiss die lepontinischen Decken hervor.

Von Ardetz abwärts bis unterhalb Prutz, durch 54 Kilom., fliesst der Inn im Bündner Schiefer. Ueber ihm liegen in der südlichen Hälfte dieser Strecke die weiteren lepontinischen Decken. Spuren gehen bis Prutz. Ueber ihnen liegt im Osten der Gneiss der Oetzthaler Alpen, entsprechend dem Gneiss der Selvretta im Westen. Beide umrahmen ein grosses Fenster. Die grünen Gesteine verleihen dabei dem ganzen Baue eine merkwürdige Aehnlichkeit mit den grünen Gesteinen im Fenster des Paring (*A σ*, Seite 17).[17]

In der Nähe der Tyroler Grenze tritt eine gar bemerkenswerthe Erscheinung auf. Die Bündner Schiefer in der Tiefe des Fensters beginnen sich zu einer mächtigen Anticlinale aufzuwölben. Die grünen Gesteine werden auf der Anticlinale hoch emporgetragen, eine gewaltige, zum grossen Theile aus Bündner Schiefer gebildete, vom Cañon von Finstermünz durchschnittene, von den grünen Felsarten gekrönte Berggruppe füllt nun das Fenster, und hoch über seinem Rande, auf der Höhe des Stammer Spitz (3256 M.) konnte Paulcke noch eine Scholle von ostalpiner Trias über den grünen Felsarten entdecken.

Diese Anticlinale folgt nicht dem Streichen der Alpen, sondern dem Streichen des Fenster's, als würde eine späte allgemeine Bewegung der Alpen gerade nur in dem minder belasteten Theile der Bündner Schiefer zum Ausdrucke gelangt sein.[18] Theobald erwähnt, dass weiter im Süden zwei oder drei solche Sättel neben einander vorhanden sind. Weit im Norden, im Kaunser Thal bei Prutz, besteht auch eine Anticlinale im Bündner Schiefer.

Das Fenster ist im Süden und im Norden geschlossen. Im Süden tritt der Gneiss der Selvretta im Piz Nuna über den Inn und setzt über einer grossen Ueberschiebungsfläche bis zu den Ausläufern des Oetz-Gneisses fort.[19] Im Norden, oberhalb Landeck, vereinigen sich ohne jede kennbare Abgrenzung die vom Arlberge herbeistreichenden alten Felsarten der Selvretta mit jenen von Oetz.

Gegen Norden fortgehend, gelangen wir in die breite ostalpine Kalk-Zone, kreuzen auch diese und vor uns liegt die Flysch-Zone, welche die Fortsetzung der helvetischen Zone ist. Im Flussgebiet der Iller jedoch, bei Hindelang, Oberstdorf und anderen

Punkten, tritt an der Grenze zwischen Kalk-Zone und Flysch gar Unerwartetes ein. Glimmerschiefer, Diorit, Quarzit erscheinen in solcher Ausdehnung, dass Gümbel nicht daran zweifelte, dass hier wirklich altkrystallinischer Schiefer hervortrete.[20] Die grünen Gesteine sind aber auch dabei und Lorenz hat auch das rothe Senon (couches rouges) angetroffen.[21] Eine von Steinmann veröffentlichte Karte der Verbreitung der grünen Gesteine zeigt sie im Norden an der Iller, im Westen am Rhätikon, im Süden bis in den obersten Theil des Engadin, auch zu beiden Seiten des Fenster's.[22]

Der ganze umschlossene Raum, Davos, Selvretta, Arlberg und die Kalkalpen, schwebt über lepontinischen Decken. Das ist ein westliches Stück der ostalpinen Decke. Die Entfernung vom Silser See im Engadin bis Oberstdorf in Bayern beträgt mehr als 120 Kilom. Dort, bei Oberstdorf, liegt unter der ostalpinen Decke der lepontinische Saum und unter diesem vertritt der Flysch die helvetische Serie.

Rothpletz, dem das Verdienst gebührt, stets nach weiter Ueberschau getrachtet zu haben, folgerte, dass der ganze Nordrand der Ostalpen sich bei der Ueberschiebung „verlagert" haben muss.[23]

Während im Chablais, in den Freiburger Alpen und in dem ganzen bisher betrachteten Gebiete lepontinischer Decken nur sedimentäre Schichtfolgen von geringerer Mächtigkeit, höchstens in Begleitung von älteren krystallinischen Grundschollen, in Betracht kommen, greift hier die Verfrachtungsebene viel tiefer, und grosse Gneiss- und Granit-Gebirge wurden sammt der auflagernden, bereits gefalteten ostalpinen Kalk-Zone gegen Nord fortbewegt. Im Norden fehlt aber an der Unterlage der Gneiss, wahrscheinlich weil die Verfrachtungsebene schräge gegen aufwärts gerichtet war.

Muralpen. Das Fenster am Inn ist eine der grossen Unterbrechungen, welche die weite Decke der Ostalpen zertheilen. Als ein zweites, noch grösseres Fenster erweisen sich die Tauern. Schon bei den vor mehr als fünfzig Jahren unternommenen ersten systematischen Versuchen und lange bevor die Ansicht von dem symmetrischen Baue der Alpen erschüttert war, bemerkte man, dass die sogenannte Central-Kette zwei verschiedene Theile in sich begreife, nämlich die hochaufragenden Tauern, bestehend aus

einem Stock von Central-Gneiss mit einer Schieferhülle, und im Gegensatze dazu ein weites, namentlich in Steyermark sehr ausgedehntes Gebiet, das keinen Central-Gneiss und keinen so übersichtlichen, bis zu einem gewissen Grade concentrischen Bau besitzt.

Die Gesteine der Tauern wiederholen sich aber gegen Osten; noch am Semmering sind sie deutlich, und südwestlich von den Tauern kömmt in der That der Entscheidung über das Alter des Marmor-Zuges von Laas zugleich die Entscheidung darüber zu, ob die grosse ostalpine Decke bis an die Adda ihrer ganzen Länge nach schräge von SW. gegen NO. mehr oder minder deutlich in zwei Hälften getheilt ist.

Jedenfalls erleichtert es die Uebersicht, wenn schon in der Aufzählung der Einzelheiten auf diesen Umstand hingewiesen wird. Alle bisher genannten Theile, Selvretta, Arlberg, Kalkalpen und Oetz, gehören dem Norden an; er ist im Westen breiter. Die südliche Hälfte erlangt im Osten ihre grösste Breite; wir wollen uns ihr von dem ungarischen Flachlande aus nähern. —

Weit ausserhalb des Gebirges ragen Inseln von altem Gebirge aus der Ebene hervor. Sie beginnen im Süden bereits O. von Gleichenberg und setzen gegen NNO. bis zum Günser Berge, dann gegen N. bis an das W.-Ufer des Neusiedler See's fort.[24] Sie sind begleitet von jungen Eruptiv-Gesteinen und von einer Kette von kohlensauren Quellen, die gleichfalls bis an die Westseite des See's reicht.

Die Gesteine dieser Inseln sind Glimmerschiefer mit wenig Gneiss. Ein langer, gegen N. streichender Streifen von zuweilen graphitischem Thonglimmerschiefer, Kalkglimmerschiefer, Chloritschiefer und Serpentin tritt bei Bernstein in die Alpen ein und bleibt bis in das Rosalien-Gebirge kennbar. Endlich hat K. Hofmann bei Khofidis (W. von Steinamanger) Fossilien gefunden, die Toula als devonisch erkannte.[25]

Der Umriss des Gebirges entspricht nicht dem Streichen, sondern ist aus buchtenförmigen Einsenkungen hervorgegangen (I, 177, 401, 445).

Betrachten wir nun das Gebirge, z. B. bei Gratz.

Bewaldete Berge von mässiger Höhe umgeben uns. Breite, gut bevölkerte Thäler von mittlerem Gefälle theilen sie, und man würde sich eher in einem variscischen Landstriche vermeinen. Aehnliche Berge erstrecken sich weit nach Westen. Sie bilden

das Zuflussgebiet der Mur; darum wurde der Name Muralpen gewählt.

Hoernes, Penecke und Heritsch zeigen, dass bei Gratz ein wenig gegliedertes Silur vorhanden ist und über diesem eine reiche und fast lückenlose Entfaltung des Devon bis einschliesslich des Clymenien-Kalkes. Die Serie liegt discordant auf den älteren Gesteinen; das tiefste Glied (Grenzphyllit) hat Crinoiden geliefert. Die Serie ist in einige breite, NO. streichende Falten gelegt und von Brüchen durchschnitten.[26] Die Aehnlichkeit des Devon mit ausseralpinen Vorkommnissen ist so gross, dass Stur eine Verbindung mit dem sudetischen Devon voraussetzte.[27]

Eine obercretacische Transgression tritt in der Kainach, W. von Gratz, hinzu. Sie erfolgt in der südlichen (Gosau) Facies und ihre Schichten sind auch in leichte Falten mit Str. NO. gelegt.

Weiter gegen West erscheinen, indem die Berge höher werden, Glimmerschiefer und Gneiss, die Faltungen werden enger, sericitische Gesteine und marmorisirter Kalkstein häufiger, aber trotzdem befindet man sich noch immer in demselben tektonischen Glied der Alpen. Einzelne bezeichnende Gesteine der Gegend von Gratz, wie den grünen Semriacher Schiefer (Silur, tiefer als Pentamerus pelagicus Barr.), kennt man weit aus dem Westen. Toula war so glücklich, an der Grebenze (zwischen Murau und Neumarkt, oberes Murthal) noch kennbare mitteldevonische Spuren zu finden, und aus Geyer's Arbeiten ist zu entnehmen, dass dieselben Bildungen im Norden bis Ober-Wölz, im Westen bis über Murau, im Süden bis in die Nähe von Friesach vorhanden sind.[28] Dies bedeutet eine Erstreckung des Devon auf etwa 100 Kilom. W. von Gratz.

Auf der Stangalpe, SW. von dem erwähnten devonischen Gebirge, erscheint eine andere Vertretung der palaeozoischen Serie, das Anzeichen eines anderen tektonischen Elementes. Ueber Glimmerschiefer und etwas Gneiss, dann Kalkstein von unbekanntem Alter liegt Anthrazit, begleitet von der Flora des Mittel- oder Ober-Carbon.[29]

Wir wenden uns dem Süden zu.

Es fällt zuerst auf, dass fossilreiche Meeresablagerungen der II. Mediterranstufe im Lavant-Thale bis an die Westseite der Koralpe vordringen, so dass dieses weite Thal von hohem Alter sein muss.[30]

Westlich von hier, und zwar N. von Völkermarkt und von Klagenfurt, gelangt man zu Schollen von nordalpiner Trias, welche in das alte Gebirge versenkt sind; sie sind Theile des langen Trias-Zuges der Drau.[31] Auf diese Trias legen sich Gosau-Schichten und auf diese, gegen Nord noch auf die älteren Gesteine übergreifend, Eocän. Das letztere besteht aus buntem Thon, Kohle in Begleitung von Ostrea Roncana, Natica Vulcani u. A., von Oppenheim jener von ai Pulli bei Valdagno gleichgestellt, endlich Nummuliten-Schichten. Alle diese Schichten sind mässig gefaltet.

Diese verschiedenartigen fossilreichen Transgressionen machen es unwahrscheinlich, dass je über die Mitte der Muralpen, welche hier mehr als 100 Kilom. breit sind, irgend ein anderer grosser Gebirgstheil, wie z. B. die Dinariden, wäre hinübergeschoben worden. Sie verrathen zugleich, dass die lange Zone nordalpiner Trias, welche die dinarische Grenze im Norden begleitet und im Thale der Gurk noch 47 Kilom. nördlich von dieser Grenze vorhanden ist, gleichfalls den Muralpen zugehört. Im Gail-Thale kömmt noch ein langes Gewölbe von Glimmerschiefer und Gneiss zwischen der Trias und den Dinariden zu Tage; auch dieses gehört noch zu den Muralpen. Aber auch die im Norden der Trias des Gail-Thales aufragenden hohen Berge, wie das Kreuzeck im Süden der Tauern, sind, wie schon vor vielen Jahren erkannt wurde, von den Gesteinen der Tauern verschieden und sind eine westliche Fortsetzung der Muralpen. Die Versenkungen der Trias bei Lienz wiederholen im grossen Maasstabe die Versenkungen an der Gurk.

Dieser südliche Theil der ostalpinen Decke begreift daher in sich: das Devon-Gebirge von Gratz und die ganze Strecke vom Bacher-Gebirge bis Semmering, die Muralpen, Kreuzeck, die Trias an der Drau und bis über Lienz, ferner den schmalen Zug alter Felsarten zwischen dieser Trias und den Dinariden.

Man sollte nun meinen, dass die palaeozoischen Schichten der Muralpen unmittelbar mit jenen zusammenhängen, welchen die nördlichen Kalkalpen aufgelagert sind, und dass die Trias-Schollen des Südens mit ihrer nördlichen Facies sich unmittelbar fortsetzen in die nördlichen Kalkalpen. Es ist nicht so.

Beginnen wir wieder im Osten.

Schon am Semmering treten unerwartete Umstände ein. In der von der Eisenbahn durchzogenen Gesteinszone herrscht allgemeine Neigung gegen N. Von Süden her trifft man krystallinische Felsarten, dann eine Zone von Trias, deren Entwickelung verschieden ist von jener der nahen nördlichen Kalkalpen; diese Trias neigt sich gegen N. unter eine Zone von graphitführendem Schiefer und Quarzit, in der Toula eine Carbon-Flora entdeckte; diese fällt unter eine Zone von Schiefer unbestimmten Alters und diese ist die Unterlage der Trias der nördlichen Kalkalpen. Daher sind zwei Zonen von Trias vorhanden, die Trias des Semmering und die typische ostalpine Trias der Kalkalpen, beide getrennt durch limnisches Carbon und sonstigen Schiefer. Da Alles gegen N. fällt, ist die fremde Trias unter die normale Trias der Kalkalpen geneigt. Toula's Studien gestatten in der fremden Trias zu unterscheiden: Quarzit und sericitische Schiefer mit Gyps, mächtigen lichten Gyroporellen-Kalkstein, die schwäbische Facies der rhätischen Stufe und dunkeln Kalkstein mit viel Pentacrinus.[32]

Diese fremde Trias geht gegen West verloren, während das limnische Carbon (nach Stur Flora von Schatzlar) anhält.

Stur und noch eingehender Vacek haben gezeigt, dass vom Semmering ein Zug ähnlicher Graphite, zuweilen von ähnlichen Pflanzenresten begleitet, gegen SW. bis S. Michael bei Leoben und von da gegen NW. durch die Thäler der Liesing und der Palten bis Irdning an der Enns, d. i. durch 150 Kilom. fortsetzt.[33] Seine Unterlage im Süden sind Gneiss und alte Schiefer. Wohl sah man auch, dass die Lagerung, wo sie genauer festgestellt wurde, nach NO. und NW. unter die im Norden folgende, ältere Gesteinszone hinwies,[34] doch fällt Heritsch das Verdienst zu, nachgewiesen zu haben, dass in der Sunk (Ober-Steyermark) diese graphitführende Zone von dem Unter-Carbon mit Product. giganteus überlagert ist.[35] Die ostalpine Serie Silur—Devon—Unter-Carbon—Trias liegt über dem limnischen Mittel- oder Ober-Carbon. Hiemit ist ein bedeutender Schritt zur Gliederung der Ostalpen gethan.

Die altpalaeozoische Serie tritt bis in das östliche Tyrol an dem südlichen Rande der N.-Kalkalpen hervor. Sie ist die Unterlage der N.-Kalkalpen, welche, discordant, doch im ursprünglichen Verbande mit Verrucano oder Werfener-Schiefer beginnend, ihr auflagern. Sie fehlt im Semmering-Profil und im westlichen

Tyrol. Nirgend aber, auf der ganzen 480 Kilom. langen Strecke vom Rhein bis Gloggnitz, hat man unter der Trias je eine Spur von Graphit oder limnischem Carbon gefunden.

Das limnische Carbon trennt sich überall von der typischen ostalpinen Serie. Am Semmering liegt es über (oder wenigstens nördlich von) der fremden Trias; mit fremder Trias werden wir es am Brenner treffen; in dem langen obersteyrischen Zuge ist es nicht von mesozoischen Schichten begleitet. Im Süden, unter der Trias des Drau-Zuges, sieht man überhaupt keine palaeozoischen Gebilde, obwohl diese im nahen karnischen Gebirge (Dinariden) so sehr entwickelt sind.

Auf solche Art scheiden sich zwei Gebilde, und zwar: I. krystallinische Unterlage, marines Silur—Devon—Unter-Carbon und die ganze ostalpine Trias, und II. krystallinische Unterlage und limnisches Carbon der Stufe von Schatzlar (nach anderen Bestimmungen Ottweiler Flora).

Die Vertheilung von I und II ist eine sehr auffallende. Den ganzen Norden nimmt I ein (N.-Kalkalpen und ihr südlicher altpalaeozoischer Saum = N.-Hälfte der ostalpinen Decke). Südlich davon folgt II (Semmering, obersteyrischer Graphit-Zug, Turrach, Brenner). Im Süden folgen nochmals die Vertreter von I (Silur und Devon von Gratz, vordringend bis zur Grebenze), dann die nordalpine Trias des Drau-Zuges vom Bacher bis zum Brenner (= S.-Hälfte der ostalpinen Decke).

Oetz. Ortler. An der Enns oberhalb Irdning ist der altpalaeozoische Saum wenig entwickelt; dann, oberhalb Schladming, stellt sich mit abweichendem Streichen gegen ONO. ein schmaler Zug von Triaskalk ein, der von den Kalkalpen ausgeht und in den alten Schiefer eingesenkt zu sein scheint. Er überquert fast die ganze Schiefer-Zone; Mojsisovics nannte ihn den Mandling-Zug.

Auf diesem Trias-Zuge entdeckte Gümbel Quarzsandstein mit Nummuliten. Der Zug wird von der Enns durchschnitten. S. von Radstatt erscheint Thon mit Splittern von Glanzkohle, auch kleinen Flötzen, die gegen NW. unter die hohen Berge geneigt ist und ein kleiner Rest derselben flötzführenden Schichten hat sich in Fortsetzung des Streichens ONO. um 900 M. höher auf der Stoder-Alpe (1700 M.), einem Vorberge des nahen Dachstein-Gebirges, erhalten. Es ist, als wäre der sonst so einheitliche S.-Rand der Kalkzone hier von einer schrägen Dislocation durchschnitten.[36]

Diese tertiären Vorkommnisse sind ganz vereinzelt. Das Eocän am N.-Rande der Alpen ist 55—60 Kilom., jenes des Gurk-Thales fast 100 Kilom. entfernt; nur an der Gurk sind sie von flötzführenden Schichten begleitet. An der Gurk wie hier an der Enns liegen sie auf ostalpiner, nicht auf der fremden Trias.

Hart am S.-Fusse des Steinernen Meeres (Trias) liegen obersilurische Versteinerungen in Schiefer; dann treten mächtige Kalksteine und Dolomite hinzu, in denen Ohnesorge bei Kitzbühel obersilurische und devonische Fossilien fand. Es ist eine Fortsetzung des nordsteyrischen Silur—Devon Zuges. Er wird schmäler, seine Schichten richten sich steil auf und er verschwindet bei Schwaz am Inn, 24 Kilom. unter Innsbruck.[37]

Dieser Zug lagert ungetrennt auf altem Phyllit, der ihn im Süden begleitet. Quer über die Brennerstrasse streicht durch diesen Phyllit eine Zunge von Gneiss-Glimmerschiefer, die, 14 Kilom. lang, eine östliche Verlängerung des alten Gebirges von Stubai ist. Auf diese Art verbinden sich S. von Innsbruck die alten Felsarten der Muralpen im Osten der Tauern mit jenen von Stubai im Westen.

Die grosse alte Masse von Stubai und Oetz ist somit auch älter als Silur. Sie umgibt den Westen der Tauern und verbindet sich wie im Osten südlich von Innsbruck mit den Muralpen, so auch im Westen südlich von Landeck mit der Selvretta, das Fenster am Inn umrahmend.

So wie im Norden die Kalk-Zone, liegt im Süden auf den alten Felsarten von Oetz ein ausgedehntes Stück ostalpinen mesozoischen Kalkes, das Braulio-Gebirge. Sein südlichstes Ende ist der Ortler (3902 M.).

Dieses Gebirge reicht bis an den SO.-Rand des Fensters am Inn und ist von Störungen durchsetzt, an denen öfters unter der Trias die phyllitische Unterlage sichtbar wird. Eine gegen N. geneigte Scholle von Ober-Trias und Lias hat Schlagintweit mit Str. OSO. von den Quellen der Adda bis in die Kalkmassen des Ortler verfolgt.[38]

Schon Theobald hat auf dem Schweizer Gebiete an mehreren Stellen Phyllit über Trias in der unmittelbaren Nähe des Ortler beschrieben, und Termier sprach die Meinung aus, dass der Ortler aus mehreren gegen N. übereinander geschobenen Decken bestehe, hervorgegangen aus liegenden Falten.[39] Am M. Scorluzzo

(3094 M.), um welchen die Stilfser-Joch-Strasse einen Bogen beschreibt, traf sogar Frech Triaskalk in einem Fenster unter dem Phyllit. Weiter gegen N. wiederholen sich die Einschaltungen der Kalke in die alten Schiefer.[40] In den gewaltigen Kalkwänden des Ortler kennt man den Phyllit nicht. Von der Poststrasse aus bewundert der Reisende ihre Faltungen. An der Königswand (3875 M.) fand Frech fünfmalige, an der Trafoier Eiswand sieben- bis achtmalige Wiederholung der Schichten.

Im Osten, namentlich unter der Königspitz, traf Hammer steile Schichtstellung sowohl der Trias als der gegen Süden anschliessenden Phyllite. Hammer hält den Südrand für einen Bruch.[41]

Vielleicht wird man einmal den gesammten Ortler als eine nach N. geöffnete Synclinale ansehen, in ihrem Innern getheilt durch secundäre Faltungen und Wechselflächen.

Alle die genannten Gebirgstheile, vom Phyllit von Radstatt bis zum Silur und Devon von Kitzbühel, dem Phyllit im Süden von Innsbruck bis Stubai und bis zum Ortler zählen wir zur nördlichen Hälfte der ostalpinen Decke. Von Oetz wurde das Gleiche bereits gesagt.

Disgrazia und Bernina. Am Rhätikon und am westlichen Rande der Selvretta ist die westliche Grenze der ostalpinen Ausbildung deutlich. Der unter den ostalpinen Gneiss einfallende Saum lepontinischer Decken, insbesondere ein gegen Süden im Oberhalbstein an Breite zunehmender Streifen grüner Gesteine, macht sie kenntlich.

Nahe der Grenze erheben sich die Splügener Kalkberge; diese erklärte Diener für die westlichsten Vertreter der ostalpinen Entwickelung. Piz Curvér, der östliche Kalkberg, ist das Endglied einer gegen OSO. ziehenden Kette von Kalkbergen (Weissberg u. A.), in denen Dolomit, rhätische Spuren, Belemniten in röthlichem Kalk u. A. gleichfalls auf die Ostalpen weisen. Sie bieten aber gegen West, d. i. gegen Avers, steile Schichtenköpfe, sind gegen O. geneigt, verbinden sich mit den grünen Gesteinen von Oberhalbstein und neigen sich mit diesen unter die ostalpine Decke (Piz d'Err, Cima da Flix u. A.). Vom Weissberg sagt Theobald, dass „der Kalk nach Osten zu Marmor wird, während gegen Westen an demselben Berg und an den nämlichen Schichten wenig oder keine Veränderungen eingetreten sind".[42] Weiterhin gegen den Septimer-Pass findet man in der That nur Streifen und Bänke von weissem Marmor innerhalb der grünen Gesteine.

Die Tessiner Gneissketten sind, wie gesagt wurde, in solcher Weise geordnet, dass jede von ihnen unter die im Osten folgende absinkt und durch eine mesozoische Einschaltung getrennt bleibt. Suretta-Stella wurde als die östlichste genannt und der sedimentäre Streifen Avers—Septimer-Pass als ihr im Osten auflagernd. Dieser aber sinkt wieder gegen Ost unter die ostalpine Decke, welche nun selbst eine ähnliche Stellung erlangt wie die Tessiner Gneissketten.

Der Weissberg kann daher nicht der typischen ostalpinen Decke (Braulio) angehören. Er sinkt mit den grünen Gesteinen unter sie hinab und ist lepontinisch. Vielleicht sind seine Sedimente dem Briançonnais gleich zu stellen, das in so vielen Beziehungen sich den Ostalpen nähert.

Jenseits des Septimer's werden die Abgrenzungen unregelmässiger. Grüne Gesteine und eine sedimentäre Zone ziehen dann deutlich gegen Süd zum Piz Tremoggia, indem sie im Val di Fex die Gneisse und Granite des Bernina unterlagern und sie von den alten Felsarten im Westen abtrennen. Diener hat dies ausführlich geschildert. Im Süden, im Val Malenco, breiten sich die grünen Gesteine aus. Selbst der Gipfel des M. della Disgrazia (3676 M.) besteht nach Melzi nicht aus Granit, sondern aus Serpentin,[43] und während diese Pietre verdi in so auffallender Weise an die piemontesischen Alpen mahnen, zeigt zugleich der Gneiss der Disgrazia besondere Aehnlichkeit mit jenem des Gran Paradiso.[44]

Der Zug des Val di Fex ist nicht der Einzige; insbesondere dringen die grünen Gesteine gegen Val Bregaglia vor; hier, am S.-Abhange des Marcio, begleitet sie auch Gyps als ein sicheres Zeichen für Trias. Wir wenden uns aber gegen Ost.

Von Pontresina an gewahrt man an der Ostseite des Bernina eine Reihe von eingeklemmten Synclinalen von Trias und Lias. Eine streicht an der Südseite des Piz Languard hin, eine zweite, Piz Alv, zieht bogenförmig und etwas windschief N. vom Passe über die Strasse; eine dritte, NS. streichend, liegt O. von Poschiavo. Zwischen ihnen trifft man kleinere Fragmente, namentlich Gyps. Es ist der tief abgetragene Rest eines System's von Falten. Diener unterschied am Piz Alv Quarzit, Unt. Trias?, Haupt-Dolomit, rhätische Schichten und Lias.[45] An anderen Stellen erscheint noch Porphyr unter dem Quarzit. Einzelne Bänke zeigen

beginnende Marmorisirung. Grüne Gesteine kennt man in dieser Schichtfolge nicht.

Diener bemerkte schon im J. 1884 die besondere Aehnlichkeit dunkler Pentacrinus-Bänke mit solchen des Semmering. Wir bleiben im Zweifel, ob diese Gruppe zu den Splügener Bergen und dem Briançonnais, oder schon zu der ostalpinen Decke selbst zu rechnen sei.

S. von Poschiavo tritt Aenderung ein. Serpentin und mehrere, nach Brockmann fünf, Züge von Trias treten hervor. Das Streichen, bisher im Grossen NS., wird NW. und OW.; die Neigung ist NO., folglich unter den Bernina. Ein südlicher Zug streicht gegen W. über den Piz Canciano zur Disgrazia;[46] ein nördlicher geht gegen NW. und nach den älteren Beobachtungen streichen grüne Gesteine von hier unter den südlichen Gletschern des Bernina gegen Piz Tremoggia. Hienach wären der See von Silva-Plana — Val Fex — Piz Tremoggia — Poschiavo die SW.-Umgrenzung der ostalpinen Decke gegen das Gebiet der grünen Gesteine. Die Zugehörigkeit von Piz Alv bleibt eine offene Frage.

Südlich von dieser Linie trifft man bis an die dinarische Grenze, d. i. bis an die Adda Str. OW.; noch bei Sondrio gibt es grüne Gesteine. Dieser südliche Gebirgstheil ist eine Fortsetzung der Disgrazia.

Vom Piz Languard her herrscht durch Bernina und ebenso S. davon in der eben erwähnten Fortsetzung der Disgrazia Neigung gegen NO. und N.; es ist kaum mit Sicherheit zu erkennen, ob sie bis an die dinarische Grenze anhält.

Jenseits der Etsch liegen hoch oben im Texel-Gegirge ähnliche Marmor-Züge, am Flusse aber herrscht Gneiss. Stache nahm eine Verwerfung an; neuere Studien fehlen. Im Osten aber bieten Hammer's Beobachtungen die Verbindung. Die Gneisse, von denen gesagt wurde, dass sie am Knie der Etsch den Fluss überschreiten und fortstreichen in's Passeyr, erreichen die Brennerstrasse; an ihrem Nordrande steht dort die Ruine Sprechenstein. Im Osten der Strasse erlangen sie immer grössere Breite. Becke und Löwl bezeichnen sie hier als älteren Glimmerschiefer und Schiefergneiss.

Diese Zone alter Felsarten folgt dem Tonalit-Gürtel und der dinarischen Grenze; im Norden begleitet ihn vom Plattenspitz NO. von Meran angefangen der Zug von Triaskalkstein, welcher

bei Mauls die Brennerstrasse kreuzt, und der bereits als die westliche Fortsetzung der Trias von Lienz, der Drau und auch der Gurk genannt worden ist. Er lässt sich mit Sicherheit vom Bacher-Gebirge bis zum Plattenspitz, d. i. durch 335 Kilom. verfolgen (III, 428).

Hieraus ergibt sich, dass die alten Felsarten vom Kreuzeck her über den Brenner (Sprechenstein), Passeyr, das Knie der Etsch, Ulten und Hasenohr fortsetzen gegen SW., stets die Grenze der Dinariden begleitend, und dass es die Trias des Drau-Zuges ist, die als langes, eingeklemmtes Band in die Nähe von Meran gelangt. Diese Elemente gehören der südlichen Hälfte der Ostalpen an. Zwischen ihnen und der nördlichen Hälfte (Ortler, Oetz u. s. w.) streicht der Marmor von Laas durch.

Am Kreuzeck sind die Muralpen wieder erreicht. Alles ist jetzt gegen S. geneigt, namentlich in grosser Mächtigkeit O. vom Kreuzeck.

Am Millstätter See wenden sich Granat-Glimmerschiefer und Gneiss gegen N.; sie sind ostwärts geneigt.[47] Das Verhältniss zum limnischen Carbon des Königsstuhles ist nicht festgestellt und gegen NO., d. i. gegen die Schladminger Gneissmasse, treten gleichfalls höchst verwickelte und keineswegs ganz geklärte Verhältnisse ein.[48] Eine Zone von Trias und Jura umgibt den Nordosten der Tauern. Von Tweng an kann man durch 11 Kilom. bis unter den Seekar-Spitz (Radstätter Tauern) Schritt für Schritt das gegen O. gerichtete Hinabtauchen dieser Trias unter ältere Gesteine wahrnehmen und der Gipfel des Seekar-Spitz selbst ist Gneiss über Trias.[49]

Die Lagerung der Trias ist hier höchst verwickelt. Uhlig fand im Norden, gegen Radstatt, eine Decke von permischem oder untertriasischem Sericit-Quarzit, unter dem stellenweise Triaskalk und Jura in Fenstern sichtbar sind, während sie an anderen Stellen ihm auflagern. Diese Vorkommnisse gelangen S. von Radstatt bis auf 3 Kilom. von der normalen Unterlage des Mandling-Zuges (ostalpin mit eocänen Schollen) und sinken, so wie gegen O. unter die alten Felsarten, so gegen N. unter die Trias der Ostalpen hinab.[50]

Das vorläufige Ergebniss ist, dass die Tauern im Westen (Stubai) und Norden (Pinzgau, Radstatt) von der nördlichen, im Süden (Sprechenstein, Kreuzeck) und im Osten (Muralpen) von

der südlichen Hälfte der Ostalpen umgeben sind, und dass sie an jenen Stellen, deren Lagerung bisher erwähnt wurde (Kreuzeck im Süden, Tweng in Nordosten, Radstatt im Norden) unter diese Umgebung hinabtauchen.

Laas. Es ist mir nicht möglich geworden aus den vorliegenden Berichten zu ermitteln, wo auf der Strecke zwischen Poschiavo und Sondalo die Grenze der ostalpinen Scholle liegen mag. An der Adda, die oberhalb Sondalo von N. gegen S. fliesst, stellt sich S. von Bormio der schon erwähnte Batholith von Ceppina (Serra di Morignone) ein. Zugleich treten im Schiefer mächtige Einschaltungen von Marmor auf. Die Neigung gegen NO. und N. ist verschwunden und weithin herrscht Str. ONO., dann NO. und Neigung gegen S. und SO. Dieses Gebirge ist bis an das Knie der Etsch bei Meran (Marlinger Joch) durch Stache und insbesondere durch Hammer bekannt geworden.[51]

Gegen die Dinariden hin treten, wie erwähnt, die Einschlüsse von plattigem Olivin in Gneiss auf und Gneiss und alte Phyllite bilden eine Reihe von Sätteln und Mulden, welche gegen NO. enger aneinander gepresst sind, entsprechend dem Beginne der Pressung aller inneren Zonen der Alpen am Kopfe der Dinariden. Diese alten Felsarten, insbesondere pegmatitführende Gneisse, sind es, die in der Nähe des Knie's der Etsch über den Fluss hinüber streichen in's Passeyr.

Quer auf das Streichen gegen NW. gehend, sieht man den Quarzphyllit überwiegen. Er bildet auf den Höhen (Hasenohr, 3257 M.) eine weite Synclinale und fällt dann im Westen in grosser Breite gegen Süd; dieses ist der obere Schenkel einer gegen N. (oder NNW.) überschlagenen Synclinale und unter diesem S. fallenden Quarzphyllit kommen Hammer's Laaser Schichten zu Tage. Sie bestehen aus Glimmerschiefer, auch Staurolith-Glimmerschiefer und der Marmor von Laas ist ihnen eingeschaltet. Dieser Marmor erreicht gegen W. nicht den Ortler, aber der Staurolith-Glimmerschiefer gelangt in einzelnen Schollen bis in die Nähe von Sulden. Auch die Einschaltungen von Marmor in Phyllit im Süden von Bormio und der Marmor des M. Sobretto stehen nicht in unmittelbarer Verbindung mit Laas; dennoch mögen sie wohl von gleichem Alter sein.

Im Marmor des Zuges von Laas wurden Crinoiden-Stiele gefunden, folglich ist der Marmor ein umgewandeltes normales

Sediment und die Marmorisirung eines jurassischen oder cretacischen Kalkstein's erfordert keine anderen Vorgänge als die eines silurischen Kalkstein's. Zweierlei Injectionen treten auf, eine von vorherrschend pegmatitischen, meist steil aufsteigenden Gängen und eine basische in Lagergängen. Die letztere besteht aus Amphibolit-Bändern, die mit dem Marmor geknetet sind, und Weinschenk meint, diese Amphibolite seien aus einem gabbroähnlichen Gestein hervorgegangen.[52]

Hammer hat auch da und dort Quarzite in der Uebergangszone von Marmor und Schiefer bemerkt. Der ursprüngliche Zustand des Laaser Marmor's mag daher angesehen werden als ein crinoidenführender Kalkstein, begleitet von Quarzit und von lagerförmigen Injectionen eines gabbroähnlichen Gestein's.

Stache hält den Marmor für sehr alt, Hammer für vorcambrisch; Termier hat sich (1905) für mesozoisches Alter ausgesprochen. In der Schweiz ist in den beiden letzten Jahrzehnten ein völliger Umschwung in Betreff des Alters der zahlreichen alpinen Marmor-Züge eingetreten; sie gelten aus guten Gründen so gut wie ausnahmslos für mesozoisch.[53] Hier kommt noch der Umstand hinzu, dass Mojsisovics an einer allerdings sehr vereinsamten Stelle, unter dem Nordabsturze der Marteller Vertainen, östlich ausserhalb des Ortler-Gebietes, eine Lage von Gyps im alten Phyllit gefunden hat. Hammer hat die Thatsache bestätigt und hat nicht sehr weit von dieser Stelle, an der Inneren Pederspitz, eine dem Quarzphyllit concordant eingeschaltete Linse von Serpentin gefunden. Hammer's Beschreibung des Gyps sollte wohl keinen Zweifel darüber lassen, dass hier Trias dem Quarzphyllit eingeknetet ist.[54]

Somit neigen sich die bis heute vorliegenden Erfahrungen dahin, dass der Marmor-Zug von Laas die unter der ostalpinen (Ortler) Scholle sichtbare, völlig marmorisirte Vertretung der lepontinischen Trias ist, mit ihren hier als Amphibolit auftretenden grünen Gesteinen.

Die Marmorwand von Laas (Jenewand) ist nach Hammer eine gegen N. offene, zum Theile überfaltete Synclinale; eine gleichsinnig gefaltete, völlig zusammengeklappte Anticlinale liegt auf ihr.

Mit ihrem ONO. Ende erreichen die Marmor-Schichten von Laas die Etsch; W. von ihnen stellt sich eine schmale Zone von Phyllit-Gneiss ein. —

Die Tauern sind ein wohlumgrenztes, durch die Höhen seiner Gipfel und die Ausdehnung seiner Firnfelder auch landschaftlich hervortretendes Hochgebirge, das in einem leicht nach N. convexen Bogen von der Lieser im Osten bis zum Tribulaun-Gebirge, nahe W. von der Brennerstrasse, sich durch etwa 165 Kilom. erstreckt. Seine Breite ist im Osten 45 Kilom., gegen Westen wird sie geringer, und an der Brennerstrasse, wo die Dinariden vortreten, beträgt sie kaum die Hälfte.

F. v. Hauer, Stache, Peters, Stur und viele andere Beobachter haben die Selbstständigkeit der Tauern mehr oder minder deutlich anerkannt. Sie unterschieden den Central-Gneiss in der Mitte der Tauern und eine von diesem nach allen Seiten abfallende Schieferhülle. So galt diese Gebirgsgruppe als das Vorbild einer Erhebungsaxe, und ihr Bau, so wie die von ihnen gegen N. und S. abfallenden alten Schiefer- und Gneissberge sind mit den S. fallenden Dinariden eine Hauptstütze der Lehre von dem symmetrischen Baue der Alpen gewesen.

Aus den wichtigen, noch nicht abgeschlossenen Arbeiten Becke's ergibt sich, dass der sogenannte Central-Gneiss ein Intrusiv-Gestein ist, mit wechselnden Merkmalen, welche etwa die Mitte halten zwischen dem älteren Granit anderer Theile der Alpen und dem Tonalit. Seine Abarten werden denn auch bald als Granit, Tonalit-Gneiss oder auch Tonalit bezeichnet. Fünf solcher Kerne werden unterschieden; von diesen sind der westliche (Gross-Venediger, 3660 M.) und der östliche (Hochalm-Spitz, 3350 M.) die ausgedehntesten. Die Schieferhülle dringt zwischen diese Kerne ein; ihr gehört, wie schon Stur wusste, der höchste Gipfel der Tauern, der Gross-Glockner (3798 M.) an.[55]

Ausserhalb der Schieferhülle umgibt ein wenn auch streckenweise unterbrochener Saum von Trias, Lias und Jura die Tauern und trennt sie von den Ostalpen. Er ist häufig schmal, im Westen, im Tribulaun-Gebirge (Grosser Tribulaun, 3102 M.) und im Nordosten, in den Radstätter Tauern (Weisseck, 2709 M.) breitet er sich aus und erlangt er orographische Bedeutung.

Während, wie eben gesagt worden ist, die Tauern als das Muster einer erhebenden Gebirgsaxe galten, beziehen sich gerade auf sie, namentlich auf ihren westlichen Theil, so wie auf das südwestliche Gebiet bis zur Adda, die durch ihre weite Auffassung ausgezeichneten Schriften Termier's, in denen der Nach-

weis versucht wird, dass dieser Theil der Alpen aus übereinander gelagerten Decken bestehe.[56]

In dieser Frage tritt eine entscheidende Thatsache in den Vordergrund: Die Trias der Umrahmung der Tauern ist nicht die Trias der benachbarten ostalpinen Kalkzone. Es ist die Trias des Semmering. Darauf hat für die Radstätter Tauern Toula schon vor längerer Zeit hingewiesen, und Uhlig suchte ihr Aequivalent in der Zone des Briançonnais.[57] War Termier schon erstaunt über die Aehnlichkeit der Trias des Semmering mit jener der Vanoise,[58] so steigert sich hier die Uebereinstimmung mit dem Westen noch durch das Erscheinen von Serpentin in der Trias. Diese Trias gehört ihrer Lage nach in die lepontinische Gruppe von Decken, die über der helvetischen und unter den ostalpinen Decken liegt.

Die Tauern sind ein Körper, der mit lepontinischer Umrandung unter den Ostalpen hervortritt.

Die Skizze S. 130 zeigt eine kleine Anticlinale von Flysch, die zwischen den beiden belastenden Decken von Annes und Sulens entstanden ist. Ein unvergleichlich viel grösseres Beispiel ist die aus dem Fenster am Inn aufsteigende Anticlinale von Bündner Schiefer, welche grüne Felsarten und ein ostalpines Bruchstück zur Seehöhe von mehr als 3000 M. emporträgt. Auch hier könnte man vermuthen, dass Selvretta im Westen und Oetz im Osten durch Belastung die Faltung eingehemmt haben, so dass diese nur im Fenster, und zwar in der Richtung NNO. des Fensters, sich vollzog.

Das Tauernfenster ist zu gross, als dass es durch Erosion hätte entstehen können, aber Umrahmung ist vorhanden und sobald der mesozoische Gürtel den Rahmen erreicht, wird dieser zu einem Vorlande, jedoch zu einem schwebenden Vorlande.

Im Westen ist es der Gneiss von Oetz und Stubai. Ein Streifen einzelner Marmor-Vorkommnisse streicht nach Teller's Berichten nahe dem südlichen Rande des Oetz-Gneiss schon weit aus SW., von dem Hochgebirge von Gurgl gegen NO. zum Zinkbergwerke Schneeberg. Er bezeichnet die Grenze des Gneiss gegen den im Süden folgenden Phyllit. Der Gneiss steht in grösserer Entfernung senkrecht, neigt sich dann gegen die Phyllitgrenze flacher und überlagert sie.[59] Weiter gegen Schneeberg tritt granatführender Glimmerschiefer an die Stelle des Phyllit's.

In Schneeberg folgt auf den Glimmerschiefer an dieser Grenze eine amphibolitreiche Zone, dann Quarzit, calcitreicher Schiefer, endlich der Dolomit der Karlweissen, Crinoiden führend und mit 60—80° gegen NW. unter den Gneiss geneigt.[60]

Diese Stelle liegt 10 Kilom. W. von der Telfer Weissen, dem südlichsten Ende des etwa 30 Kilom. langen, von S. gegen N. gestreckten Tribulaun-Gebirges, der westlichen Umrandung der Tauern. Nun kommen neben den älteren Arbeiten von Stache und Teller Frech's Untersuchungen in Betracht.[61]

Die Beziehungen des Schneeberges zur Telfer Weissen und der mit ihr zusammenhängenden Gschleyer-Wand sind von Bedeutung. Ein kleines, auf der Geringer Alpe von Frech entdecktes Vorkommen von gegen N. geneigtem Dolomit zeigt den Zusammenhang. Unsere Auffassung der Telfer Weissen weicht von jener Frech's ab. Man sieht hier dieselbe Gesteinsfolge wie am Schneeberg, doch in verkehrter Reihe. Hier liegt Gneiss unten, darüber Trias, über dieser der Glimmerschiefer. Zugleich dreht sich an dieser Stelle das Streichen aus Ost gegen Nord. Windschiefe Drehung ist eingetreten. Es ist, als ob hier das Ende des schwebenden Vorlandes, nämlich das Eck der Gneissscholle von Stubai erreicht wäre und als ob Trias und Glimmerschiefer über die Kante hinübertreten würden.[62]

Das ganze Tribulaun-Gebirge ist von den Tauern her auf den Rand des Stubai-Gneisses hinaufgeschoben. So etwa hat es auch Rothpletz aufgefasst.[63] Es besteht nicht aus den Denudations-Resten einer transgredirenden Decke von Trias, sondern aus dem herübergeschobenen Saume. Darum gibt es auch keine Denudations-Reste im übrigen Stubai. Die Auflagerung auf den Gneiss ist an dem ganzen Westrande keine normale; die tieferen Glieder fehlen. Die Gesammtmächtigkeit der Kalkwände über dem Gneiss ist im Westen 11—1200 M., doch finden Wiederholungen durch Faltung statt. Ueber solchen Wiederholungen, mit Einfaltung von Glimmerkalk und von Pyritschiefer, die zur rhätischen Stufe gestellt werden, traf Frech auf dem Gipfel des Kesselspitz (2722 M.) noch eine kleine Scholle von Lias mit Arietiten.

Die hohen Wände des Westens geben ein falsches Bild von der Mächtigkeit des Gebirges. Thatsächlich ist der Querschnitt der Trias ein Keil und so bedeutend ist die in den Querthälern des Tribulaun kennbare Abnahme der Mächtigkeit gegen Ost,

dass längs der Brennerstrasse, 8 Kilom. O. vom Hohen Tribulaun, streckenweise nur mehr ein schmaler, oft von Schutt verhüllter Saum von Dolomit zurückbleibt, hier begleitet von den im Westen fehlenden tieferen Gliedern, Quarzit und Serpentin. Zugleich verschwindet in den Querthälern der Gneiss von Stubai. Im Norden gelangt er durch Abtragung der Trias noch bei Matrei an die Brennerstrasse, aber nicht in das Innere der Tauern.

Im Süden, an der Gschleyer-Wand, liegt der Glimmerschiefer von Schneeberg auf der Trias, nördlich davon aber eine weite, von O. auf den Keil heraufsteigende Scholle von Schiefer mit Pflanzenresten des Ober-Carbon.[64] Nach Frech finden auch Einfaltungen von Ober-Carbon in Trias statt.

Im Norden, etwa von Matrei an, vollziehen Trias und Ober-Carbon, als die Umsäumung der Tauern, wie im Süden an der Telfer Weissen, neuerdings unter fast einem rechten Winkel eine Beugung des Streichen's. Dieses wird jetzt OW., und Vorland ist nicht mehr Stubai, sondern der alte Phyllit des Pinzgau, nicht leicht zu trennen vom Ober-Carbon, das hier grössere Breite erlangt. Die Trias zeigt nach Fr. E. Suess Einfaltung in das Carbon und zugleich, namentlich auf den Tarnthaler Köpfen (2891 M.), bedeutende Ueberfaltung gegen Nord, obwohl in den tieferen Theilen steiles Einfallen gegen N. sichtbar ist. Dieser Gegensatz deutet auf knieförmige Beugung der Schichten gegen das Vorland. Rothpletz erwähnt rhätische Fossilien aus dieser Gegend.

Die Synclinalen auf den Höhen öffnen sich gegen N.; die Dolomit-Wände blicken gegen N., so wie sie im Tribulaun-Zuge gegen W. blicken; in beiden Fällen sind sie von den Hohen Tauern abgewendet.[65]

Mit den Tarnthaler Köpfen beginnt ein Zug vereinzelter Trias-Vorkommnisse, in denen Diener bei Krimml Diploporen gefunden hat. Löwl's und Diener's Profile dieser Stelle zeigen steile Stellung in der Tiefe und gegen oben wieder knieförmige Umbeugung gegen N.[66]

Zwischen diesen beiden Punkten, bei Mayrhofen, herrscht nach Becke flaches Fallen gegen N.; vielleicht deutet es auf stärkere Abtragung. Weiter gegen O. erscheint bei Lind wieder Trias mit Serpentin; endlich werden die schon erwähnten Radstätter Tauern erreicht.

Vacek und Frech haben sie beschrieben; ein neueres und

abweichendes Bild hat Uhlig gegeben; seinen Angaben folgen wir.[67] Ueber sericitischem Quarzit folgt Dolomit mit Diploporen, dunkler rhätischer Pyritschiefer mit Lumachelle von Bivalven, auch Lithodendron-Kalk, dann bis 200 M. Jurakalk mit Belemniten. Drei gegen N. (in Tweng gegen O.) fallende Decken sind vorhanden. Ihre Schichtenköpfe blicken gegen S. und SW. Der Kalkphyllit des inneren Theiles der Tauern folgt ihnen in gleicher tektonischer Stellung, als wäre er eine vierte, tiefste Decke. Dass diese Decken bis auf 3 Kilom. sich den Ostalpen nähern und unter diese absinken, wurde bereits gesagt. Hier gewahrt man kein Ueberbeugen gegen das Vorland.

Auch auf der Südseite der Tauern fehlt solches Ueberbeugen. Die Betrachtung mag in SW. beginnen.

Auf dem Texel-Gebirge, das oberhalb Meran zur Etsch abdacht, hat Teller noch einen Zug von Kalkstein und Marmor entdeckt. Er zeigt sich in der Wiege unter dem Gipfel des Texel (3320 M,); der Loder (3268 M.) und die Hohe Weiss (3282 M.) gehören ihm an. Er beschreibt, gegen NO. streichend, einen leicht gegen NW. convexen Bogen, zieht durch das Pfelders-Thal über die Weisse Wand zum Thale von Ratschings, verräth sich dort in einer Reihe von Marmor-Brüchen und erreicht nach einem oft unterbrochenen Laufe von 34 Kilom. die Brennerstrasse.[68]

In seine Fortsetzung fällt wahrscheinlich die Spur, die Termier unterhalb Thuins bei Sterzing traf und in seiner weiteren Fortsetzung liegt nahe im Norden des Gneiss vom Sprechenstein Kalkstein in Begleitung von Serpentin. Hier beginnt eine bis über Windisch-Matrei hinaus gegen Ost fortziehende Zone von Trias, welche anfangs unterbrochen, dann in geschlossener Linie, die südliche Umgrenzung der westlichen Hälfte der Tauern ausmacht. Löwl hat sie genau beschrieben; Quarzit, Dolomit, Kalkglimmerschiefer, Glanzschiefer, Gyps, Serpentin nehmen an ihr Theil. Ihre Stellung ist an den genauer bekannten Strecken eine steile.[69]

Weiter im Osten, wo die Südgrenze der Tauern beginnt gegen SO. zu streichen, ist sie weniger bekannt, aber nach Granigg's Aufnahmen im Möll-Thale möchte es erscheinen, als ob Trias mit Serpentin aus dem Herzen der Hohen Tauern selbst an der Südseite des Hochalmkernes bis an den Rand heraus streichen und diesen bei Döllach bilden würde.[70]

Wir schliessen die Betrachtung des Randes der Tauern und gehen noch einmal auf der Brennerstrasse von dem Tonalit am dinarischen Rande gegen Nord. Zuerst wird der Granit von Brixen gekreuzt; hierauf eine Zone von Gneiss und Gneissphyllit. Sie kömmt aus Passeyr und zieht zu den Muralpen. Ein Zug von Trias begleitet sie, der zum Lienzer Gebirge zieht; dieses hat ostalpine Facies. Bis hieher, nämlich bis zum Sprechenstein, betrachten wir das Gebirge als einen Theil der südlichen Vertretung der Ostalpen.

Vom Texel-Gebirge her über Ratschings trifft N. vom Sprechenstein ein Zug von Marmor, vielleicht veränderte Trias, ein. In seiner Fortsetzung liegt in der That der Saum von Trias, welcher als der Südrand der Tauern vom Brenner nach Windisch-Matrei zieht.

5 Kilom. weiter nördlich liegt das südliche Ende des Tribulaun-Gebirges. Hier trifft ein neuerlicher Zug von Marmor, und zwar über Schneeberg ein. Er scheint sich in der Telfer Weissen mit dem Tribulaun-Gebirge zu verbinden. Dieses wendet sich gegen N. und bildet längs der Brennerstrasse den gegen W. über den Stubai-Gneiss hinausgeschobenen Westrand der Tauern.

Bei Matrei wendet der mesozoische Saum sich aus SN. gegen WO., um als die nördliche Umrandung zu den Radstätter Tauern zu ziehen.

Jenseits Matrei und eines vielleicht carbonischen Schiefer-Zuges werden der alte Quarzphyllit des Pinzgau und die von Stubai herüberstreichende Zunge von Gneiss-Glimmerschiefer erreicht. Sie streichen zu den Muralpen, sind bei Innsbruck die normale Unterlage der ostalpinen Kalkzone und gehören mit diesen der nördlichen Hälfte der Ostalpen an.[71]

Termier meinte, dass das Fenster der Tauern ringsum geschlossen sei. Die hier gegebene Darstellung deutet vermuthungsweise auf eine schmale Oeffnung im Südwesten. Zwei Marmor-Züge, von denen einer nach Gurgl in Oetz, der andere zum Texel-Gebirge zieht, möchten auf eine Fortsetzung des Fensters gegen SW. weisen. In der That hat Teller diesen Raum zwischen dem Gneiss des Passeyr in SW. und jenem von Oetz in NW. dem Kalkphyllit zugewiesen; es muss aber bemerkt werden, dass diese äusserst verdienstlichen Arbeiten einer Zeit angehören, in der die heute beregten Fragen noch nicht gestellt waren und

dass auch die Frage nach einer solchen Verlängerung des Fensters erst nach neuer Prüfung beantwortet werden kann. Alle Fragen, welche in Betreff des Laaser Marmor's ohne Antwort geblieben sind, treten hiemit von Neuem hervor.

Wie sich schliesslich das Ergebniss über diese SW.-Verlängerung gestalten möge, ist doch die wichtigste tektonische Frage durch den Bau der mesozoischen Umrahmung der Tauern beantwortet, und zwar im Sinne Termier's. —

Wir werden uns nur kurz mit dem von der Trias umrahmten Theile, dem Kalkphyllit und dem Central-Gneiss, beschäftigen, weil über den ersteren noch gar zu viel Meinungsverschiedenheit be steht und in Betreff des letzteren der Fortgang der Arbeiten Becke's abzuwarten ist.

Wer im Fenster am Inn, sei es bei Nauders oder im Kaunser Thale bei Prutz, die Bündner Schiefer unter den Gneiss von Oetz hinabsinken sieht, frägt sich unwillkürlich, ob sie denn irgendwo im Osten wieder sichtbar werden. Bereits im J. 1873 bemerkte in der That Stache, der viele Jahre seines arbeitsamen Leben's der Erforschung der alpinen Schiefer gewidmet hat, dass die Kalkschiefer zwischen Nauders und dem Kaunser Thale „sehr entsprechende Aequivalente" im Zillerthale und ganz vorzugsweise am Brenner zwischen Steinach und Gries und Gossensass haben.[72] Termier wagte die Behauptung, dass sie in der Schieferhülle der Tauern in der That wiedererscheinen. Das würde der Lagerung entsprechen, ebenso auch der Beobachtung Uhlig's, dass in den Radstätter Tauern unter drei gegen N. geneigten Trias-Decken die folgenden Lagen von Kalkphyllit ganz die Stellung einer weiteren Decke einnehmen. Unmittelbarer Nachweis fehlt in diesem durch Druck hochveränderten Gebirge, in dessen Umsäumung auch ein grosser Theil der unzweifelhaften, petrefactenführenden Trias in plattigen, mit Glimmerblättchen belegten Marmor und gestriemten Kalkglimmerschiefer verwandelt ist. Becke und Löwl unterscheiden in der Schieferhülle ein älteres und ein jüngeres Glied, aber für das Alter Beider gibt es nur Vermuthungen, die ziemlich eben so weit auseinander gehen, wie für die „calcaires phylliteux" der Vanoise.[73]

Abgesehen von der ursprünglichen Beschaffenheit der granitischen oder mehr oder minder tonalitischen Kernmassen (des sogen. Central-Gneiss) und welches auch ihr Alter sein mag,

steht fest, dass die grösseren unter ihnen einem bedeutenden nachträglichen Gebirgsdrucke ausgesetzt waren, der quer auf das Streichen der Alpen wirkte. Das zeigt deutlich der gegen SW. wie gegen NO. in Lappen zertheilte Umriss des Venediger Kernes.[74] Diese Zertheilungen sind identisch mit den Verfaltungen an den Enden von M. Blanc und Aarhorn. Sie sind als ebenso viele Anticlinalen aufzufassen, getrennt durch Synclinalen, von denen die Greiner Scholle die bekannteste ist. Diese Synclinalen sind Stellen besonders hoher dynamischer Veränderungen der Gesteine. Sie verrathen, dass hier wie in den genannten Schweizer Bergen für die heutige Gestalt nicht so sehr ursprüngliche Dombildungen maassgebend sind, als die durch Seitendruck veranlasste gleichzeitige Aufwölbung der Axen mehrerer paralleler Falten (surélevation des axes), wobei allerdings die Synclinalen gegen die Mitte der Aufwölbung in der Regel verloren gehen.

Sie sind daher ganz wie M. Blanc zwar intrusiven Ursprunges, doch passiv in ihre heutige Stellung gebracht.

Die Tauern sind demnach ein Fenster zwischen der nördlichen und südlichen Hälfte der Ostalpen. Indem der Central-Gneiss als ein längst erstarrtes Gestein durch aus S. und SO. wirkenden Seitendruck passiv in diesem Fenster nach aufwärts gedrängt wurde, hat er eine Umsäumung von Trias und Jura heraufgetragen und gegen W. und NW. über den Rahmen hinausgedrängt oder übergefaltet. Der Rahmen selbst beugt sich, wo er nicht überfaltet ist, von den Tauern gegen Aussen.

Man könnte als eine einfachere Erklärung die Annahme vorschlagen, dass die ostalpine Decke einst als eine hohe Kuppel die Tauern überwölbt habe und von der Höhe durch Abtragung entfernt sei, aber das Hinausdrängen des lepontinischen Saumes spricht dagegen und führt zu der Annahme nachträglicher Auffaltung, wie etwa in der M. Blanc-Zone (S. 133), hier allerdings beengt durch den Rahmen. Die Karpathen werden zu einem ähnlichen Ergebnisse führen.

Die Trias des Semmering wurde im Gegensatze zur ostalpinen eine fremde genannt. Hier wo die Verhältnisse klarer und in weit grösserem Maassstabe vorliegen, zeigt es sich, dass sie mehr Anspruch darauf hat, die heimische genannt zu werden, als die ostalpine Trias selbst.

Die tieferen Horizonte, limnisches Carbon, das sich schwer

von den halbkrystallinischen oder krystallinischen Schiefern trennen lässt, Quarzit in unterer Trias, grüne Gesteine, sind piemontesische Kennzeichen; Gyroporellen, Dolomit und Lithodendron-Kalk sind dem Briançonnais und den Ostalpen gemein; die Pentacrinus-Bänke erinnern an ersteres. Die rhätischen und Arietiten-Schichten und der Jura mit Belemniten können eben so gut dem Briançonnais wie den Ostalpen zugerechnet werden.

Die östlichen Kalkalpen. Diese bilden vom Rhein bis Wien ein 480 Kilom. langes Parallelogramm von auffallend gleich bleibender Breite. Im äussersten Westen, in Vorarlberg, beträgt sie allerdings nur 12—15 Kilom., aber schon W. von Füssen in Bayern 45, im Meridian von Innsbruck 40, von Salzburg 43, von Gmunden 48, des Schneeberges bei Wien, wo Krümmung gegen die Karpathen sehr merkbar ist, 37 Kilom. Die Einengung der inneren Zonen der Alpen am Brenner äussert sich gar nicht in der Breite der Kalkzone.

Diese Zone besteht fast ausschliesslich aus mesozoischen Sedimenten. Da die ostalpine Decke den tektonisch höchsten Theil der Alpen ausmacht, haben diese schwebend vorwärts getragenen Sedimente nur selten irgend welche Veränderung durch Druck erlitten, und die Fälle beschränken sich auf die Nähe von Reibungsflächen an Dislocationen z. B. im Salz-Gebirge. Der dynamische Einfluss grosser auflastender Massen fehlt. Trotzdem gibt es Falten, Ueberschiebungen, Deckenbildungen und benachbarte Heteropie der mannigfaltigsten Art.

Zwei Umstände besonderer Art gehören diesem Theile der Alpen an.

Der erste ist die geradlinige Begrenzung im Norden wie im Süden. Im Norden ist er eine Dislocation gegen den Flysch, und zwar auf lange Strecken eine Ueberschiebung. Im Süden gleichen ihre hohen Kalkwände einem Schichtenkopf. Die grössten Höhen befinden sich hier; die Sedimente sind hier rein pelagisch. Man sieht kein natürliches Ende, keine Spur eines Ufers und mit geringen Ausnahmen (dem Mandling-Zuge oder dem Gaisberge in O.-Tyrol) auch keine Vorlagen oder transgredirenden Lappen auf den südlicheren Gebirgen bis zur Gurk. Ein nicht geringer Theil liegt an der Südgrenze discordant aber autochthon auf Silur bis Unter-Carbon, der andere auf noch älteren Felsarten. Die Dislocationen innerhalb der Kalkzone scheinen von diesen beiden geraden Grenz-

linien, namentlich von der nördlichen ganz unabhängig und älter zu sein; sie werden öfters von den Grenzen durchschnitten.

Die zweite Eigenthümlichkeit besteht darin, dass nirgends ausser an dem südlichen Ende die Unterlage des Werfener Schiefers, d. i. der Basis der Trias, sichtbar wird. Es ist, als ob alle innerhalb der Kalk-Zone vorhandenen Dislocationen innerhalb des Werfener Schiefers und des gleichfalls der unteren Trias zufallenden Salzgebirges sei es durch horizontales Verschleifen der Basis oder sonstwie ihr Ende finden würden. In ähnlicher Weise wird nirgends innerhalb der ganzen Breite des Jura-Gebirges die Unterlage der Anhydrit-Gruppe der Trias sichtbar. Buxtorf folgert, dass die sedimentäre Decke des Jura von ihrer Unterlage abgelöst, dass sie eine „Abscherungs-Decke" sei.[75] Die tangentialen Bewegungen sind hier weit bedeutender als im Jura, aber dieser Grundzug der Tektonik ist der gleiche.

Die Bewegungen sind von verschiedenem Alter. An einzelnen Stellen, z. B. im östlichen Tyrol und insbesondere in der Nähe der N.-Grenze beweisen discordante, marine Transgressionen, dass Theile des Baues von vorcenomanem Alter sind, wie in den Karpathen. An anderen Stellen beginnen die Gosau Ablagerungen mit Conglomerat, Kohlenflötzen, Süsswasserschnecken und Landreptilien; sie sind dabei über verschiedene Stufen der Trias gebreitet und durch jüngere Bewegungen heftig gestört.

Die Bewegungen sind aber auch von sehr verschiedener Art. Ihre Mannigfaltigkeit und der noch unvollkommene Stand der Beobachtungen gestatten hier zu dem z. B. über die Schuppenstructur in Nieder-Oesterreich (I, 149) bereits Gesagten nur einige weitere Beispiele, nicht aber eine Gesammtübersicht hinzuzufügen.

Zuerst ist zurückzukommen auf das erwähnte Verschleifen der Basis. Der bewegliche Salzthon hat z. B. im Salzkammergute den Bau der auflastenden Kalkalpen tief beeinflusst und ist selbst beeinflusst worden. Unter der Macht der Bewegungen wurden lange Schlieren von reinem Steinsalz aus dem Thon geschieden und es entstand ein Gefüge, welches Kohler aus Becke's Darlegungen über die Bildung krystallinischer Schiefer erklärt.[76] Dabei wurden fremde Schollen fortbewegt. Der Lias, welcher in der Saline Berchtesgaden in 125 M. getroffen wurde, ist als ein Theil einer Verfrachtungs-Ebene angesehen worden. Er ist ein loses

Stück, ebenso wie die tithonischen Blöcke, die in Hallstatt 260 M. unter Tag mitten im Salz-Gebirge liegen.[77] Diese verschleppten Schollen weisen, so wie die Schlieren von reinem Salz auf die oben erwähnte Verschleifung dieser Basis der Schichtfolge.[78]

Schwerer zu erklären ist der Umstand, dass trotz der anscheinend flachen Verschleifung dennoch intrusive Felsarten erscheinen.

Diese vereinzelten Vorkommnisse haben bisher zu wenig Aufmerksamkeit gefunden. Sie liegen im Werfener Schiefer und dem Salz-Gebirge oder in den Gosau-Schichten, welche so oft dem Werfener Schiefer unmittelbar auflagern und mit ihm in den Dislocationen verklemmt sind. An der Südseite des Wolfgang-See's, an der Grenze der Decke des Osterhorn's gegen jene des Schafberges, tritt Gabbro mit Serpentin hervor und am jenseitigen Ufer, unweit St. Gilgen, liegen hausgrosse Blöcke von Tonalit im Gebiete von Gosau-Schichten, die zu derselben Grenze gehören. Gabbro und Diabas sind von mehreren Punkten als Blöcke im Salz-Gebirge bekannt. Im Hallstätter Salz-Bergwerke tritt Diabasporphyrit auf; schon im J. 1879 schilderte ihn Hauer als auf 44 M. Länge aufgeschlossen, und streckenweise so sehr zu einer Breccie zertrümmert, dass eine Grenze gegen das Salzgebirge nicht zu ziehen war.[79] Mojsisovics meint, dass fast in allen salinaren Entblössungen Bruchstücke von Eruptiv-Gesteinen auftreten.[80]

Diese Spuren erinnern an südlichere Theile der Alpen. Sie sind durch Gebirgsbewegungen zerstückte, vielleicht sammt dem umhüllenden Gestein von fern herbeigetragene Reste von Intrusionen. Sie sind niemals von archaischen Grundschollen begleitet und daher nicht mit den lepontinischen Vorkommnissen am N.-Saume der Kalkalpen zu verwechseln. Die Vorkommnisse am Wolfgang-See sind in dieser Beziehung besonders bemerkenswerth.

In vollem Gegensatze zu diesen Erscheinungen an der autochthonen, aber verschliffenen Basis des Kalk-Gebirges steht die zwar selten, aber doch sehr deutlich hervortretende Gipfelfaltung.

Im Osten des Achen-See's (O. Tyrol) erhebt sich das Sonnwend-Gebirge. Seine Schichtfolge reicht von Hauptdolomit bis Kreide und ihre mächtigen tieferen Glieder sind in breite, ruhige Falten gelegt. Wähner hat aber in jahrelangen Bemühungen, unterstützt durch den grellen Gegensatz der Gesteine (Einfaltungen von rothem Lias, von Radiolarien-Bänken und Hornstein-Breccie in weissen

Riffkalk), heftige Faltung in den höheren Theilen des Gebirges nachgewiesen. Viermal und noch öfter liegen Schuppen oder flache Falten übereinander. Am Sonnwendjoch sind die geschlossenen Anticlinal-Wölbungen in einem solchen Paket flacher Falten erhalten. Sie können nicht entstanden sein ohne Ablösung von dem mächtigen unterliegenden Dolomit. Wähner's Darstellungen erinnern an Termier's an anderer Stelle gebrauchten Vergleich mit dem Sturmwinde, der über die Wipfel des Waldes fegt.[81]

Auch Decken treten auf.

Rothpletz hat in dem bayrischen Theile der Kalk-Zone seit lange zwei Decken unterschieden.

Ampferer gibt aus N.-Tyrol eine lehrreiche Darstellung des Ueberganges einiger langer, OW. streichender Falten in eine ebenso lange, gegen N. vorgeschobene Decke (Hindelang-Vomp-Platte). Die Platte endet gegen N. in hohen Wänden von Trias-Kalk. Unter ihnen tritt eine jüngere, bis zum Jura reichende Schichtfolge hervor. Diese bildet das Dach eines Gewölbes (Stanser Joch), welches dereinst von der Platte überstiegen worden war und die Platte hat auf der jenseitigen (nördlichen) Seite dieses Gewölbes Deckschollen zurückgelassen, welche 8—10 Kilom. von dem heutigen Rande der Platte entfernt sind.[82]

Wir sagen, die Platte (Hinterau-Vomp) habe das Gewölbe (Stanser Joch) überstiegen, aber es ist die Möglichkeit nicht ganz ausgeschlossen, dass die Aufwölbung des Joches jünger ist als die Ueberschiebung, d. i. dass sich das Verhältniss der Schweizer Hochketten (Morcles, Diablerets u. s. w.) gegenüber den Deckschollen des Chablais u. s. w. wiederholt.[83]

Einen sehr wesentlichen Antheil an dem Baue des Salzkammergutes nehmen zum mindesten zwei Decken. Die Sachlage ist in ihren Einzelheiten noch nicht geklärt, aber die Heteropie ist in diesen versteinerungsreichen Gegenden besonders lehrreich.

In den Alpen gewahrt man zwei marine Extreme, nämlich die lagunäre salinare und Gyps Facies (in unterer Trias) und die abyssischen Radiolarien-Gesteine (zumeist wohl Jura), denen sich bis in das Neocom die Aptychen-Kalke anreihen. Die grossen Kalk- und Dolomit-Massen entsprechen zwischen diesen beiden Extremen mässigen, immerhin noch bedeutenden Tiefen.

In allen Formationen und in den verschiedensten Theilen der Erde trifft man geschichtete Kalksteine, und nach dem, was

über Zwischenmittel (II, 335) bekannt ist, wird sehr oft, ja vielleicht immer die Schichtung durch terrigene Einschaltungen bewirkt. Dabei ist jedoch kein Aufschluss über die Entstehung der feinen Schichtung oder Blätterung ausserhalb der terrigenen Zufuhr im Radiolarien-Gestein gegeben, und hieran reiht sich die zweite Frage, ob die Zufuhr von einem Rhythmus beherrscht ist.

Ein Lichtbild des Dent de Mezdi (2888 M.; Dinariden) zeigt 235 Schichtfugen übereinander und weder in den zerrissenen Gipfeln, noch an der Unterseite des Bildes ist die Reihe abgeschlossen. Es gibt auch geschichtete Dolomite (II, 371, Anm. 10). Die meisten ostalpinen Kalke sind geschichtet und der derbe Riffkalk (z. B. im Tithon) ist eine Ausnahme.

Die Dolomite müssen wohl nach den Erfahrungen von Sollas und seiner Mitarbeiter auf Funafuti als nachträgliche submarine Veränderungen des Kalkstein's angesehen werden.[84] Der Kalkstein selbst ist organischen Ursprunges, hier wohl zum grossen Theile aus Globigerinen hervorgegangen; den kalkbildenden Algen und den Korallen kommt nur eine zweite Rolle zu. Die terrigene Zufuhr zeigt sich nicht nur als Zwischenmittel, sondern auch als färbende Beimengung, und zwar als anorganische (roth, gelb) oder als organische (schwarz). Von der ersteren (zumeist Eisen) ist der terrigene Ursprung nicht so sicher, als von der zweiten, aber Funifuti hat gelehrt, dass auch auf Atolls ganz bemerkenswerthe bituminöse Ablagerungen entstehen können.

Den Manganknollen wurde zu hohe Bedeutung beigelegt; sie mögen, wie in russischen Tertiärablagerungen, Fucoiden ihren Ursprung verdanken.

Im Salzkammergute ist deutlich wahrzunehmen, dass im südlichen Theile der Kalkalpen die Weissen Kalke und die Dolomite herrschen, und dass gegen Nord die terrigene Zufuhr in Gestalt von Zwischenmitteln aber auch die bunte Färbung der Kalke zunimmt. Das geht so weit, dass Mojsisovics meinte, dass die mächtigen, lichten Kalksteine, unter dem Namen Dachstein-Kalk vereinigt, den Zeitraum von mindestens sieben palaeontologischen Zonen der Trias und sechs Zonen des Lias umfassen.[85] Nach dieser Ansicht wären diese Zonen nur Einschaltungen in eine gemeinsame pelagische Bildung und Diener ist für die Beziehungen von Trias zu Lias im Himálaya zu einem verwandten Ergebnisse gelangt.[86]

Dabei ist zu bemerken, dass in vielen mächtigen Kalk-Gebirgen völlig weisse, der terrigenen Zufuhr entbehrende Sedimente auftreten, die durch besonderen Reichthum an organischen Resten (vielleicht wegen der geringen Menge an Sediment) ausgezeichnet sind. Solche weisse Beispiele sind die permischen Schichten der tibetanischen Deckschollen, die gastropodenreichen Kalke der Marmolata in den Dinariden (Trias) und die brachiopodenreichen Lagen des Hierlatz (U. Lias) und von Vils und Windischgarsten (Kelloway) in den Ostalpen.

Eine lithologische und eine faunistische Facies sind zu unterscheiden. In den meisten Fällen ändert sich allerdings zugleich das Sediment und die Fauna und diese Holisopie ist es, welche in der Natur die Abgrenzung der Stufen erleichtert. Die Holisopie kann in erstaunlichen Entfernungen wiederkehren; G. Boehm hat vicarirende Isopie für mehrere Stufen des Jura zwischen Europa und den Sunda-Inseln nachgewiesen. Diener hat die reine Holisopie einzelner Stufen der Trias und namentlich für den so bezeichnenden rothen Lias (Schichten von Adnet) in den NO.-Kalkalpen und den tibetanischen Deckschollen erkannt und mit Recht bemerkt, wie auffallend hiedurch die Heterotypie benachbarter Sedimente in den Alpen wird.[87]

Wir wollen nun, um ein Beispiel zu liefern, im Salzkammergute vom Dachstein-Gebirge, d. i. vom Süden gegen Nord gehen.

Im Dachstein-Gebirge liegen über etwa 1000 M. Wetterstein-Kalk einige sehr wenig mächtige und oft kaum auffindbare Spuren einer deutlich terrigenen Einschaltung (Cardita-Schichten), dann noch etwa 1000 M. Dolomit und geschichteter Dachstein-Kalk, gegen oben mit einigen röthlichen Zwischenlagen, dann in unregelmässiger Auflagerung der weisse Crinoiden- und Brachiopoden-Kalk des Hierlatz (Zone des Am. oxynotus), ohne terrigene Spuren.

Im Norden folgt die nicht breite Zone des Hallstätter Salzberges von gänzlich verschiedener Zusammensetzung. Nördlich von dieser Zone erhebt sich der Hohe Kallenberg; er wiederholt die Facies des Dachstein. An der oberen Grenze des mächtigen Wetterstein-Kalkes folgt auch hier das dunkle, an dieser Stelle oolithische Band der Cardita-Schichten, welches in den noch weiter gegen NO. liegenden Bergen die Fauna von Raibl enthält und es ist begleitet von einem schmalen Leisten von grauem

Sandstein, demselben, der weiter gegen NO. anschwillt und die Landflora von Lunz (Unt. Keuper, Newark-System der östlichen Vereinigten Staaten) liefert. Die höheren Wände des Kallenberges bestehen aus Dolomit und geschichtetem Dachstein-Kalk.

NW. vom Kallenberge befindet sich die breite und ruhig gelagerte Masse des Osterhorn's. Hier kann man wahrnehmen, wie schwache, thonige Zwischenmittel mit Landpflanzen und Fischen sich in die Schichtfugen des Dachstein-Kalkes einschalten, wie sie gegen oben zunehmen, zu dunklen Kalkbänken mit einer rhätischen Littoral-Fauna werden, bis endlich der lichte Dachstein-Kalk verschwindet und die rhätische Stufe ganz an seine Stelle tritt (II, 341). Dann folgt nicht der lichte Lias des Hierlatz, sondern dunkler Kalkstein mit Psiloceras und die ganze Reihe des braunen, gelben, rothen und grauen Lias bis zu den eisenreichen Lagen mit Steph. Sauzei und dann oberer Jura.

Mit der thonigen terrigenen Zufuhr und den bunten Farben der Kalke vollzieht sich unverkennbare Annäherung an die Facies des Vorlandes. Darum haben auch vor Jahren die thonigen Zwischenmittel mit Avic. contorta und die Raibler Schichten mit Myoph. Kefersteini die ersten mit der Facies des Vorlandes verbindenden Fäden geboten. Für den Lias hat Wähner die Einzelheiten gesammelt und gezeigt, dass streckenweise der Absatz so gering bleiben mag, dass z. B. die Stufe der Schloth. marmorea nur durch eine oft unterbrochene Rinde von Brauneisenstein vertreten wird.[88]

Drei einander folgende, ansehnliche Theile des Gebirges, Dachstein, Kallenberg und Osterhorn wurden nun angeführt, welche sich einigermaassen vergleichen lassen und welche zwar nicht volle Isopie, aber kennbare Verbindungen aufweisen. Im Osten des Kallenberges, auf der rechten Thalseite des Traunflusses herrscht am Raschberge die völlig abweichende Facies von Hallstatt. Von den mindestens 1300 M. pelagischer Kalke und Dolomite des Kallenberges ist nur wenig zu sehen. Die bezeichnenden Glieder sind das Salz-Gebirge und die typischen Hallstätter Schichten. Mojsisovics hat sie auf zwei langgestreckten Zügen (Berchtesgaden bis Hallstatt, S. Wolfgang bis nahe Lietzen) verzeichnet.[89] Dieser zweite Zug begrenzt gegen N. die Masse des Osterhorn; auf dieser Grenze liegen die obenerwähnten Vorkommnisse von Gabbro und Tonalit am Wolfgang-See, und N. vom See liegt der Schaf-

berg mit einer heftig gefalteten und vom Osterhorn namentlich im Lias wesentlich verschiedenen Facies.

Hienach sind im Salzkammergute mindestens zwei Facies vorhanden, nämlich die Dachstein-Kallenberg-Osterhorn und die Hallstatt-Raschberg-Wolfgang-Facies. Von der ersten würde Osterhorn jener Entwickelung entsprechen, welche oft die bajuvarische genannt worden ist, aber in Bayern selbst nach Rothpletz in mindestens zwei Decken zerfällt. Die zweite oder Hallstätter Decke würde, wenn sie am westlichen Rande der Ostalpen läge, wahrscheinlich wegen der intrusiven Spuren in die Decke der grünen Gesteine, d. i. dem obersten Horizonte der lepontinischen Gruppe gleichgestellt werden. Sie ist jedenfalls die tiefer liegende.[90]

Aus diesem Beispiele ergeben sich die Schwierigkeiten.

Flysch und der lepontinische Saum.[91] Wer von Nord her in die Ostalpen eintritt, begegnet südlich von der Molasse der fast ausschliesslich cretacischen und alttertiären Flysch-Zone, hierauf einem namentlich im Osten deutlich hervortretenden lepontinischen Saume, und erst jenseits von diesem erreicht er die Trias der Kalk-Zone. Dabei lagern vom Westen bis zum Osten auf den Falten der Kalk-Zone discordant transgredirende cretacische Schollen von zweierlei Art, nämlich der Flysch-Facies und der Gosau-Facies.

Wir kehren zum nördlichen Ufer des Walen-See's in der Schweiz zurück. Arn. Heim findet, dass der Mattstock, aus Kreide-Kalk bestehend, aufgebäumt sich einpresst in die Nagelfluh der Molasse. Was an eocänem Flysch dazwischen sein möchte, ist verdrückt und der Mattstock selbst ein Stück einer Decke.[92] Gulmen, Stock, Goggeien sind ähnliche abgequetschte Kalkfelsen, sie selbst alle, sammt den Churfirsten und dem Säntis Theile einer Decke, ohne Wurzel in der Tiefe.[93] Sie setzen fort gegen ONO. über den Rhein. Zugleich wird die Pressung etwas geringer und nun erscheint eine Flysch-Zone im Norden und eine zweite im Süden des breiten, durch Vorarlberg ziehenden Gebirges von Kreidekalk. Seine einzelnen Falten und seine dem Säntis gleichende Schichtfolge hat vor Jahren Vacek genau beschrieben.[94]

Das Kreide-Gebirge und die beiden Flysch-Züge gelangen bis an den Iller. Hier tritt eine mächtige Querverschiebung gegen N. ein; der nördliche Flysch-Zug verschwindet; das Kreide-Gebirge erscheint, wesentlich schmäler, am Grünten, N. von Sonthofen, wieder

und ist nun der Aussenrand der Flysch-Zone; die südliche Flysch-Zone setzt fort.

Der Grünten gehört noch der Kreide-Facies des Säntis an, deren bezeichnende Glieder hier Gault-Grünsand, Seewen-Kalk und der senone Seewen-Mergel sind. Diese Säntis-Facies zieht als ein schmaler Saum am Nordrande des Flysch hin. Die Spuren kennt man noch in der Nähe der Isar, und Gümbel verzeichnet solche sogar noch weiter gegen Ost. Wir halten diesen Saum, wie den Säntis selbst, für den streckenweise gänzlich verquetschten Rand einer von Süden her unter der Flysch-Zone hervortretenden Decke.

Zugleich transgredirt Cenoman über Theile der Kalk-Zone in langen Zügen eines feinen Sandstein's mit Orbit. concava. Ein besonders langer Zug dieser Art liegt knapp am Nordrande der Kalk-Zone, streckenweise nur durch einen schmalen Zug von Trias vom Flysch getrennt. Er dürfte schon bei Hindelang beginnen, erreicht den meisten Zusammenhang im Ammergau bis O. von der Isar und wahrscheinlich noch weiter gegen Osten. In diesem Zuge trifft man über dem transgredirenden Cenoman die ersten Reste der Gosau-Ablagerungen mit ihrem ganzen südlichen Gepräge, den Hippuriten und Korallen. Mit Recht betont Söhle die Verschiedenheit der Facies gegenüber jener des Säntis.[95]

Die Gosau-Ablagerungen der Ostalpen umfassen mehrere, bis in das Senon reichende Glieder, über deren Reihung volle Einstimmigkeit der Meinungen nicht erreicht ist.[96] Darin sind aber alle Beobachter einverstanden, dass der Inoceramen-Mergel mit Pachydisc. Neubergicus das höchste Glied ist. Grossouvre stellt ihn in das Campanien.[97]

Diesem obersten Gliede entspricht der bayrische Flysch in vielen Merkmalen. Inoceramen wurden im Flysch gefunden; Pachydisc. Neubergicus ist dem Flysch wie den Inoceramen-Mergeln der Gosau gemein. Aber die Arten der Inoceramen sind, so weit sie bisher verglichen wurden, verschieden von jenen der Gosau.[98] Die Mächtigkeit des Flysch ist auch unverhältnissmässig viel grösser. Die tieferen und typischen Glieder der Gosau mit ihren Korallen, Rudisten, Actaeonellen, Omphalien u. A. wurden noch niemals in der Flysch-Zone getroffen.[99]

Den bayrischen Flysch überlagern graugrüne, gegen oben bunte oder rothe Mergelschiefer. In diesen erscheint eine Fauna,

die deutliche Beimengungen des nördlichen, ausseralpinen Ober-Senon enthält und sie haben auch mit dem Flysch die Fucoiden und die grossen dünnschaligen Inoceramen (Inoc. Salisburgensis) gemein. Hier tritt, und zwar nach Reis hauptsächlich in den oberen Horizonten, Belemnitella mucronata in Menge auf, zugleich Gryph. vesicularis, Ostr. ungulata, Ostr. curvirostris und andere bekannte Arten der oberen Kreide. Ueber diesen werden noch weitere Stufen (Pattenauer, Gerhartsreuter, Hachauer-Schichten) unterschieden, die wenig mächtig sind und wenig Bedeutung für die hier behandelten Fragen erlangen.[100] Noch in den Pattenauer Schichten liegen vereinigt Bel. mucronata der weissen Kreide, Inoc. Salisburgensis des Flysch und Pachydisc. Neubergicus der obersten Gosau-Schichten.

Die ganze Breite der Flysch-Zone ist bis weit über Salzburg hinaus nach Nord überfaltet.

Allgemein herrscht südliches Fallen. Am Nordrande kommen unter dem Flysch die Nierenthaler und die noch höheren Kreide-Schichten und unter diesen das Eocän hervor. Die Untersuchungen von J. Böhm und namentlich die Studien in dem Abbaue der eocänen Eisenerze durch Reis lehren ferner, dass oberste Kreide und Eocän an den gegen S. geneigten Ueberschiebungsflächen sich wiederholen und an der Basis des mächtigen Flysch durch die Bewegung in Schuppen oder Scherben zertheilt sind.[101] Auch in dem schönen Profile von Mattsee (Ober-Oesterreich) sieht man Flysch über Nierenthaler Schichten mit Belemnitellen, diese über Eocän.

Am Südrande der Flysch-Zone ist die Sachlage eine andere. Während im Norden oberste Kreide und Eocän zuweilen auf breiteren unregelmässigen Flächen blossgelegt werden, wie z. B. S. von Teisendorf, oder doch das Eocän als ein leicht kennbarer Saum sichtbar bleibt, wie N. von Salzburg, trägt im Süden das südliche Fallen den Flysch glatt unter die Trias oder unter eine mit auffallender Selbständigkeit der Trias vorliegende Zone von Aptychenkalk und selten nur werden an der Südgrenze überhaupt Eocän und Nierenthaler Schichten sichtbar. Ein solches eingeklemmtes Paket tritt im Gschliefgraben bei Gmunden auf. Nach Fugger's Schilderung ist es südwärts unter die Trias geneigt, so dass Eocän unter Trias geneigt ist.[102] Dieser Umstand verräth, dass in der That die Flysch-Zone als ein selbständiges,

vom Süden her von der Kalk-Zone zum Theile überdecktes Gebilde angesehen werden muss.

An den NW.-Abhängen des Salzburger Untersberges gegen Reichenhall, dann SW. von hier bei Reit im Winkel und von da an durch NO.-Tyrol in kaum unterbrochenem Zuge bis in's Innthal und in diesem noch weiter gegen SW. bis in die Nähe von Wörgl und nach einzelnen Angaben sogar noch weiter stromaufwärts liegt eine Reihe von tertiären Schollen quer auf dem Streichen des Kalk-Gebirges. Sie umschliesst das Kohlen-Gebirge von Häring, und gehört den vicentinischen Laverda- und Gomberto-Schichten an.[103] Ihr Gepräge ist ein südliches.

Im Gebiete dieser Schollen sind auch cenomane Reste erhalten, und im Innthale unterhalb Kufstein hat Schlosser die Nierenthaler Schichten entdeckt; sie enthalten hier auch den grossen und flachen Inoc. Salisburgensis des Flysch, der somit getrennt von den Gosau-Schichten auch in den Kalk-Alpen vorhanden ist.[104]

Nach Gümbel's Beschreibung ist anzunehmen, dass diese Sedimente dem Kalk-Gebirge discordant aufgelagert, dann, wenigstens bei Reit im Winkel, mehr oder weniger grabenförmig versenkt worden sind. Mit Recht folgert Gümbel, dass die späteren Dislocationen des Hochgebirges Massenbewegungen waren und nicht Faltungen im Einzelnen; so sei es verständlich, dass das vorliegende Molassen-Gebirge seitlich zusammengepresst wurde, während hier keine seitliche Pressung wahrgenommen wird.[105] Die Kalk-Zone wurde als ein Ganzes vorwärts getragen, nachdem sie gefaltet war, und dieser Theil der Faltung war älter als Cenoman, die Massenbewegung jünger als ein Theil der Tertiärformation.

Mit diesen Erfahrungen, insbesondere mit der Thatsache bekannt, dass die cenomane Transgression sich discordant über Theile der Kalk-Alpen ausdehnt und dass sogar das Ober-Senon mit Einschluss der Nierenthaler Schichten ihr zu folgen vermag, wenden wir uns gegen Osten.

Auch hier ist, und zwar bis an das östlichste Ende der Kalk-Zone, dieselbe Transgression bekannt, auch hier durch Orb. concava bezeichnet und auch hier folgt ihr Senon bis zum Inoceramen-Mergel. Diese Thatsachen hat insbesondere Geyer im unteren Enns-Thale anschaulich geschildert.[106] Aus ihr darf aber nicht gefolgert werden, dass die südliche Grenze des Flysch nur durch Ueberfaltungen von beschränkter Erstreckung bezeichnet

sei. Sie ist eine Grenze erster Ordnung und trennt die Flysch-Zone vom Rhein bis zur Donau als ein selbständiges tektonisches Element von der Kalk-Zone ab. Sie ist, wie Bittner sagt, „einer der schärfsten Charakterzüge im Baue der Nordost-Alpen".[107]

Die Linie tritt sehr deutlich auf der Karte hervor. Bald legt der Kalk sich flacher auf den Flysch, bald steht er steil. Der Flysch ist hier theils cretacisch und theils untertertiär. Das Streichen seiner Falten ist, wie namentlich Paul gezeigt hat, selbständig von der Richtung seiner Grenze.[108] Die Transgression zeigt uns, dass sehr grosse Bewegungen vor dem Cenoman und andere viel später eingetreten sind, wie es auch z. B. am Fenster des Paring und einem grossen Theile der Karpathen der Fall ist.

Diese Dislocation ist es auch, auf welcher der lepontinische Saum zu Tage tritt. In Bayern ist er nur durch die Grundschollen der Gegend von Oberstdorf und Retterschwang vertreten. Neben den grossen Blöcken von Urgebirg erscheinen auch Diabas-Porphyrit, Kalk mit Hornstein u. A. Auch der 10 M. lange Granit-Block auf der Höhe des Bolgen wird hieher gerechnet. Ueber der Flysch-Zone sieht man vereinzelte Massen von Aptychen-Kalk, von denen Rothpletz vermuthet, sie seien zurückgelassene, von oben eingesenkte Schollen.[109]

Im Osten sind die lepontinischen Spuren beträchtlicher.

Bereits im J. 1853 ergab sich bei Untersuchungen über die alpinen Brachiopoden die Nothwendigkeit, von den Kössener Schichten eine besondere Gruppe, die Grestener Schichten, abzuscheiden, die durch schwarze Färbung und besondere Arten (Spirif. Haueri, Rhynch. austriaca u. A.) bezeichnet ist. Bald gab F. v. Hauer nähere Nachricht von der liasischen Fauna und der Verbindung mit der sogen. Alpenkohle. Als später Lipold mit der Untersuchung dieser Alpenkohle beauftragt wurde und zugleich Stur ihre Flora studirte, ergab sich, dass in den niederösterreichischen Alpen zweierlei Flötze vorhanden seien, nämlich solche mit der Flora von Lunz (Unt. Keuper) und solche mit der Flora von Gresten (rhätisch und Lias). Ferner ergab sich, dass die schwarzen, liasischen Grestener Meeres-Ablagerungen sammt den Flötzen von Gresten mit ihrer von allen anderen alpinen Vorkommnissen abweichenden Facies nur an der Grenze von Kalk-Zone und Flysch auftreten.[110]

Die Beobachtungen vermehrten sich; man entdeckte die

Grestener Schichten z. B. im Balkan, und dieselbe Facies des Lias scheint bis nach Persien zu reichen, aber an keiner Stelle der Ostalpen wurde sie ausserhalb dieser Linie bekannt. Endlich vereinigte Trauth alle Vorkommnisse vom Gschliefgraben bei Gmunden bis Wien sammt der begleitenden Schichtfolge zu einer „ostalpinen Klippen-Zone".[111]

Diese Zone bietet eine gemischte Serie. Sie enthält Vertretungen des Vorlandes, der ostalpinen Decke, dann lepontinische und, wie Uhlig seit lange hervorhob, auch karpathische Merkmale. Das bekannteste dieser Vorkommnisse liegt bei S. Veit im XIII. Bezirke der Stadt Wien selbst. Es wurde zu wiederholten Malen, zuletzt von Edg. v. Hochstetter beschrieben.[112] Hier beginnt der sichtbare Theil der Serie mit der schwäbischen (litoralen) Facies der rhätischen Stufe, in einer Entwickelung, die nur jener des Vorlandes vergleichbar ist. Dann folgen die Grestener Schichten, der Flecken-Mergel des oberen Lias (bisher ohne Versteinerungen), eine reich gegliederte Vertretung des Dogger, sehr verschieden von dem Dogger der nahen Kalk-Zone, rother jurassischer Radiolarien-Hornstein mit Aptychen; in seinem Gebiete wurden lose Blöcke eines Brockentuffes gefunden (Plagioklas-Basalt nach Pelikan). Dann folgt weisser plattiger Kalkstein mit Apt. Didayi.

Auffallend ist in dieser Serie die Vereinigung von litoralen (rhätischen) und von abyssischen (Radiolarien-)Schichten. Jeder Versuch, diese Umstände nach einem kleinen Maassstabe zu messen, scheitert an dem Umstande, dass hier, ausserhalb des heutigen Nordrandes der Kalk-Zone, Sedimente auftreten, welche eine Meerestiefe von 4000—5000 M. anzeigen.

An anderen Stellen erscheinen noch einige weitere Glieder, so namentlich tithonischer Kalkstein bei Waidhofen.

Die Kalkzone vertritt hier die ostalpine, der Flysch die helvetische Schichtfolge; die Grestener Zone liegt zwischen beiden. Sie ist somit vorläufig in die lepontinische Gruppe zu reihen, wie dies auch Trauth angedeutet hat.[113] Der tektonische Horizont ist jenem nahe, auf dem im westlichen Bayern (Oberstdorf u. A.) die Urgebirgsschollen hervortreten. Hier zeigt sich auch eine ähnliche Erscheinung, und zwar schon vom Traun-See her. Ein etwa 150 M. langer und 40 M. hoher Hügel von gleichartigen Granitblöcken, das Denkmal L. v. Buch's bei Weyer, ist, so wie die bayrischen

Vorkommnisse durch Gümbel, öfters für anstehend gehalten worden. Geyer hat ihn als ein Uferstück der Grestener Bildungen beschrieben.[114] Der Bau des Flysch im Norden dieser Stelle wäre schwer zu verstehen, wenn hier das Vorland zu Tage träte. Auch sind diese lepontinischen Schollen nicht zu vergleichen mit der vereinzelten Granitkuppe des Waschberges bei Stockerau, die thatsächlich dem Vorlande angehört, aber ausserhalb der Flysch-Zone steht.[115]

Aus dieser sehr merkwürdigen, NNW. von Wien gelegenen Strecke des Aussenrandes des Flysch, der hier schon zu den Karpathen zieht, aber leider recht mangelhaft aufgeschlossen ist, hat Abel Tithon beschrieben, das wegen seiner Lage am Aussenrande gleichfalls nicht der Grestener Zone zugezählt werden kann;[116] Mergel mit Belemn. mucronata erscheint als Vertreter der bayrischen Nierenthal-Schichten und der vicentinische Typus, welcher das ältere Tertiär am ganzen Nordrande der Ostalpen beherrscht, tritt auch hier zu Tage. In den mährischen Karpathen entspricht das Auftreten von Rhynch. polymorpha Mass. der Stufe von Spilecco; die Lagen mit Echinolamp. conoideus von Mattsee (Ober-Oesterreich) vertreten die Gichelina; N. von Stockerau trifft man die Priabona-Stufe und die Korallen von Gomberto. —

Versuchen wir einen Ueberblick.

In den Gosau-Schichten, innerhalb der Kalkalpen, herrscht somit bis zur Untergrenze der Inoceramen-Mergel herauf (Campanien) südliches Gepräge, übereinstimmend mit Süd-Frankreich, Siebenbürgen, Armenien u. A. Diese südlichen Vorkommnisse sind nie in der Flysch-Zone getroffen worden.

In der Flysch-Zone liegen sehr mächtige Ablagerungen, die mit dem Inoceramen-Mergel der Gosau Pachydisc. Neubergicus und einige andere Ammoniten gemein haben, aber andere Inoceramen (insb. Inoc. Salisburgensis) führen. Nach oben sind sie mit den Nierenthal-Schichten verbunden, in denen nördlicher Einfluss hervortritt.

Bei Salzburg tritt diese Schichtfolge bis nahe an die typischen Rudisten-Schichten der Gosau heran.[117] In NO.-Tyrol liegt eine Scholle davon über transgredirendem Cenoman und mit diesem discordant über der gefalteten Kalk-Zone; eine Ueberschiebungsfläche trennt diesen Theil der Kalkzone von der Flysch-Zone.

Nie hat man in der Kalk-Zone jene Anhäufungen von Belemn.

mucronata gesehen, welche das mitteleuropäische Ober-Senon auszeichnen.[118] Sie wiederholen sich am Aussenrande des Flysch bis Mattsee und bei Stockerau.[119]

Ganz ähnliche Verhältnisse zeigt die karpathische Flysch-Zone. Die untere Kreide hat vorherrschend südliches Gepräge; hier tritt aber der nördliche Einfluss schon mit den Exogyren des Cenoman ein.[120] Wisniowski erwähnt Actinocam. verus als Vertreter des Unter-Senon, ferner das Vorkommen von Pachy disc. Neubergicus und Inoceram. Salisburgensis, daher der typischen Vertreter der bayrischen Nierenthal-Schichten.[121]

In Bayern mehren sich über diesen Schichten die mit Maestricht übereinstimmenden Arten. Mit dem Eocän beginnt, namentlich in Oesterreich, der südliche, vicentinische Typus.

Man darf folglich annehmen, dass in der Flysch-Zone der Ostalpen und der Karpathen bis zum Cenoman südlicher, von da an bis zum Ende der Kreide nördlicher, von da bis in die mediterranen Zeiten wieder südlicher Einfluss herrschend waren. Diese Phasen fallen zusammen mit der positiven Bewegung von Mittel- und Ober-Kreide und der negativen am Schlusse der letzteren. Oder: Die allgemeine mittel- und obercretacische Transgression hat nordische Elemente in die sonst durchwegs durch südliche und mediterrane Typen bezeichneten alpinen Sedimente getragen.

In derselben Weise liegt in Rumänien und der Krim-Steppe über südlicher Unter-Kreide nördliches Senon, über diesem südlicher Nummuliten-Kalk.

Zum Schlusse mögen an dieser Stelle einige Thatsachen von allgemeiner Bedeutung nicht ohne Erwähnung bleiben. Sie sind: die sehr grosse Mächtigkeit des Flysch, das völlige Fehlen der cretacischen Ingressionen und Transgressionen in den grossen Längenthälern am Südrande der Kalk-Zone und das Auftreten vereinzelter, zumeist wohl neocomer Kalke innerhalb des österreichischen Flysch und mit solchem Kalk an einer Stelle das Vorkommen von Serpentin.[122]

# Anmerkungen zu Abschnitt XIV: Die Alpen.

## II. Oestlicher Theil.

1 Teller, Erläut. zu Bl. Prassberg (Oest. Spec.-Karte, Zone 20, Col. XII), S. 101-158, 164.

2 F. Kossmat, Ueberschieb. im Randgebiete des Laibacher Moores; Ber. intern. Geol., Congr. 1903, S. 505—520, Karte; dess. Das Gebiet zwisch. d. Karst u. d. Zuge d. Jul. Alpen; Jahrb. geol. Reichsanst. 1906, LVI, S. 259—276, u. an and. O. In dess. Palaeoz. Schief. v. Eisnern u. s. w., ebendas. 1904, S. 96, bemerkt man die obercarbonische Discordanz der Altaiden und den Fortbau auf dem alten Plane, wie er für asiatische Gebirge bezeichnend ist und sich in Kärnthen wiederholt.

3 Teller, Erläut. zu Bl. Eisenkappel (Z. 20, Col. XI) S. 18, 19; Diabas und Grünschiefer, die an mehreren Punkten der Grenze auftreten, wurden für palaeozoisch gehalten. Die Frage ist nicht völlig sichergestellt; V. Graber, Jahrb. geol. Reichsanst. 1897, XLVII, S. 231. — Teller hat S. von Villach eine bisher unbekannte, 1 Kilom. lange tonalitische Intrusion gefunden, ein Bindeglied des Tonalites von Eisenkappel und jenes des Iselthales.

4 Geyer, Verh. geol. Reichsanst. 1903, S. 195.

5 B. Sander, Geol. Beschr. d. Brixner Granit's; Jahrb. Geol. Reichsanst. 1906, LVI, S. 707—744, Karten.

6 W. Hammer, Olivingesteine aus d. Nonsberg, Sulzberg u. Ultenthal; Zeitschr. f. Naturw., Stuttgart 1899, Bd. 72, S. 1—48, Karte; dess. Die kryst. Alpen d. Ultenthales; Jahrb. geol. Reichsanst. 1902, LII, S. 105—134; ein lehrreiches Bild eines Stückes der zum Tonale-Pass streichenden Grenze gibt G. B. Trener, ebendas. 1906, LVI, S. 410.

7 Vacek, Verh. geol. Reichsanst. 1894, S. 443, und dess. Blätter Rovereto, Trient, Cles (Oest. Spec.-Karte, Zone 20, 21, 22, Col. IV).

8 Hammer, Verh. geol. Reichsanst. 1906, S. 175; Riva beschreibt ähnliche Gesteine aus der Nähe des Adamello, z. B. Suldenit vom Passo della Rossola; Nuov. Osserv. s. Rocce filon. del Gruppo d. Adamello; $8^0$, Milano 1897, p. 11.

9 Edm. v. Mojsisovics, Die Dolomitriffe v. S.-Tirol u. Venetien; $8^0$, Wien 1879, S. 7.

10 A. Tobler und A. Buxtorf, Excursions-Programm; Eclog. geol. 1905, IX, S. 1—53.

11 Für Gliederung ausser den bereits genannten Arbeiten insbes. F. Jaccard, La région de la Brêche de la Hornfluh; Bull. lab. géol. Lausanne, 1904, V, 205 pp., Karte; für Wurzeln auf längere Strecken bis in die Maurienne und Tarentaise Kilian und Lory, Comptes rend. 3. Févr. 1906, u. an and. O.; das ist die Brêche du Telegrafe; ihr liassisches Alter bewies Kilian.

12 Lorenz in Steinmann, Ber. Naturf. Ges. Freiburg, 1906, XVI, S. 37, Anm.

13 W. v. Seidlitz, Geol. Unters. im O. Rhätikon; ebendas. 1906, XVI, S. 232—366.

14 H. Hoek, Das Zentral. Plessurgeb.; ebendas. 1906, XVI, S. 367—448, Karte. Hier erscheint: Klippend.; Brecciend. nur in Andeutung; Decke der grün. Gesteine, dann ein „Parpaner Zwischenstück", bestehend aus ostalpinen Schichten von der Raibler Stufe

aufwärts, schliessend mit Radiolariten (doch oben grüne Gest.) und darüber die normale ostalpine Reihe. — Jaccard (Bull. lab. géol. Lausanne, 1906, VII, 15 pp.) gibt an, dass in den Freiburger Alpen die grünen Blöcke unter der Breccien-Decke liegen. Aehnliches scheint nach Hoek bei Iberg der Fall zu sein (Centralbl. 1906, S. 461—465). Es ist nicht kennbar, ob etwa gestreckte Falten vorhanden sind.

15 Steinmann, Die geol. Bedeutung der Tiefseebild. u. d. ophiolith. Eruptiva; Ber. Naturf. Ges. Freiburg, 1905, XVI, S. 44—65. Die Einwendung, dass die Ammoniten bodenständige Thiere gewesen seien, scheint mir nicht ganz durchgreifend; Jahrb. geol. Reichsanst. 1859, X, Verh. S. 5; für das häufige Auftreten von Radiolarien im Aptychenkalk Rüst, Radiolar. d. Jura, Palaeontographica, 1885, XXXI, S. 274. — Kilian et Lory, Comptes rend. des Collab.; Bull. serv. carte géol. (1905) 1906, p. 452—456.

16 Von dieser Strecke gibt es zwei abweichende Beschreibungen, und zwar von Seidlitz am ang. O. und von O. Ampferer in Verh. geol. Reichsanst. 1907, S. 192—200. Auch das Profil Ampferer's verzeichnet aber das Hinabtauchen von Tithon, Verrucano, Fucoiden-Flysch u. A. unter die krystallinischen Gesteine der Ostalpen. Tithon und rothes Senon erscheinen übrigens in Gargellen in einem Fenster unter Gneiss.

17 Die auf das Fenster bezüglichen Schriften von Steinmann, Lorenz und Rothpletz sind aufgezählt in: Ueb. d. Innthal bei Nauders; Sitzungsb. Akad. Wien, 1905, CXIV, S. 699—735. Hinzuzufügen sind: W. Schiller, Geol. Untersuch. in Unter-Engadin, II, Piz Lad Gruppe; Ber. Naturw. Ges. Freiburg, 1906, XVI, S. 108—163, Karte, und K. Zoeppritz, Geol. Unters. in Ober-Engadin, zwischen Albula-Pass u. Livigno; ebendas. S. 164—231, Karte; für die grünen Gesteine G. Steinmann, ebendas. 1905, XVI, S. 44—65.

18 Das Innthal bei Nauders, S. 725.

19 W. Schiller, Lischannagruppe; Ber. Naturf. Ges. Freiburg, 1904, XIV, S. 107—180, Karte, und dess. Piz Lad; ebendas. 1906, XVI, S. 108—163, Karten; A. Spitz und G. Dyrenfurth, Anzeig. Akad. Wien, 7. Nov. 1907, S. 424—427.

20 W. Gümbel, Das Auftreten krystallinischer Schiefer im Rettenschwanger Thale bei Hindelang; Geogn. Jahresh. 1888, I, S. 170—172; für petrographische Beschreibung Reiser in Tschermak, Min. Mitth. 1889, X, S. 500—548.

21 Th. Lorenz, am ang. O., S. 71.

22 G. Steinmann, Ber. natf. Ges. Freib. 1900, X, S. 258; Taf. I.

23 Rothpletz, geol. Alpenforschungen, 8°, München, I, 1900; S. 163.

24 F. Stoliczka, Verh. geol. Reichsanst. 1862, XII, S. 114, und dess. Jahrb. e. d. 1863, XIII, S. 1—25; F. v. Hauer's Uebersichtskarte d. österr. Monarchie (1 : 576.000) veranschaulicht den grössten Theil dieses Abschnittes. Diener hat (Bau u. Bild, S. 410—474) in vortrefflicher Uebersicht die über die Muralpen vorliegenden Erfahrungen vereinigt.

25 Korallen und Crinoidenstiele; K. Hofmann, Verh. geol. Reichsanst. 1877, S. 16; Toula, ebendas. 1878, S. 47—52. Ich habe O. von Rechtnitz eine kleine Kuppe von dunklem Crinoidenkalk getroffen.

26 K. A. Penecke, Das Grazer Devon; Jahrb. geol. Reichsanst. 1893, XLIII, S. 567 bis 616; F. Heritsch, Stud. üb. d. Tektonik d. palaeoz. Ablag. d. Grazer Becken's; Mitth. Naturw. Ver. für Steiermark, 1905, S. 170—224, und Bemerk. z. Geol. d. Grazer Becken's e. d. 1906, S. 96—184. Zu abweichenden Ergebnissen gelangt Vacek, Verh. geol. Reichsanst. 1906, S. 203—238.

27 D. Stur, Geol. d. Steyermark; 8°, Gratz 1871, S. 122, u. an and. Ort.

28 F. Toula, Die Kalke der Grebenze; Neu. Jahrb. f. Min. 1893, II, S. 169—173, G. Geyer hält diese Kalke für silurisch, weil sie unter dem Schiefer von Semriach liegen; Verh. 1893, S. 406—415; mir scheinen Toula's palaeontologische Gründe entscheidend.

29 V. Pichler, Die Umgeb. von Turrach in Ob.-Steyerm.; Jahrb. geol. Reichsanst. 1858, IX, S. 185—228; Stur, ebendas. 1883, XXXIII, S. 194; Kerner, Verh. e. d. 1895, S. 324; W. A. Humphrey, Ueb. einige Erzlagerstätten in der Umgeb. d. Stangalpe; Jahrb. e. d. 1905, LV, S. 349—368, Karte.

30 Von der reichen Fauna gibt Beispiele H. Höfer, Das Miocän von Mühldorf; Jahrb. geol. Reichsanst. 1892, XLIII, S. 311—324.

31 H. Höfer, Die geolog. Verhältn. d. St. Pauler Berge; Sitzungsb. Akad. Wien, 1894, CIII, S. 467—487; K. A. Redlich, Geol. des Gurk- u. Görtschitzthales; Jahrb. geol. Reichsanst. 1905, LV, S. 329—348, Karte; für die Uebereinstimmung mit dem Norden insbes. Bittner, Die Trias von Eberstein u. Pölling; ebendas. 1889, XXXIX, S. 483—488.

32 F. Toula, Geol. Untersuch. in d. „Grauwackenzone" d. NO.-Alpen; Denkschr. Akad. Wien, 1885, L, S. 121—184, Karte; ders. Die Semmeringkalke; Neu. Jahrb. f. Min. 1899, II, S. 153—163, und Führer z. Congr. 1893, Exkurs. auf d. Semmering; 50 SS., Karte.

33 D. Stur, Funde von untercarb. Pflanzen d. Schatzlar-Schicht. am N.-Rande d. Centralkette; Jahrb. geol. Reichsanst. 1883, XXXIII, S. 189—206; H. Baron v. Foullon, Ueb. die petrogr. Beschaffenheit u. s. w., e. d. S. 207—252; M. Vacek an viel. Ort., insbes. in Verh. geol. Reichsanst. 1884, S. 390, 1886, S. 71, und 1893, S. 403; ferner in C. v. John, Ueb. steirische Graphite; eben das. 1892, S. 413—418; ferner R. Hoernes, Metamorphism. d. obersteir. Graphitlager; Mitth. Naturw. Ver. Steierm. 1905, S. 90—131. Der oftgenannte Blasseneck-Gneiss ist nach neueren Untersuchungen ein sericitischer Quarzit mit etwas Feldspath.

34 z. B. Vacek, Karte in Verh. geol. Reichsanst. 1895, S. 299; Erzlagerstätte von Kallwang; K. A. Redlich, Berg- u. Hüttenm. Jahrb. d. Montanlehranst. Leoben u. Przibram, Taf. I, Karte u. Profile d. Kupferbergbaues Radmer.

35 F. Heritsch, Anzeig. Akad. Wien, 21. März 1907.

36 W. v. Gümbel, Sitzungsb. Akad. München, 1889, XIX, S. 383; E. v. Mojsisovics, Verh. geol. Reichsanst. 1897, S. 215, 1898, S. 14, und 1900, S. 8; F. Trauth in Becke u. Uhlig, Geotekt. Unters.; Sitzungsb. Akad. Wien, 1906, CXV, S. 1730.

37 Th. Ohnesorge, Verh. geol. Reichsanst. 1905, S. 373—377; für Schwaz ders. Jahrb. e. d. 1903, LIII, S. 377; für den östlichen Theil bei Dienten A. Till, Verh. e. d. 1906, S. 323—335; eine gute Uebers. mit einem Kärtchen gibt Diener, Bau u. Bild, S. 433 u. folg.

38 Spitz und Dyrenfurth, am ang. O.; K. Zoeppritz, Geol. Unters. im Ober-Engadin zwisch. Albulapass u. Livigno; Ber. Naturf. Ges. Freiburg, 1906, XVI, S. 164—231, Karte; O. Schlagintweit, Die tekton. Verhältn. in d. Bergen zwisch. Livigno, Bormio u. Münsterth.; Inaug.-Diss., $8^0$, München 1907, 29 SS.

39 P. Termier, Les Nappes des Alpes Orient., et la Synthèse des Alpes; Bull. soc. géol. 1903, 4. sér., III, p. 711—765, Karte, insbes. p. 750; ders. Sur les Nappes de la région de l'Ortler; Comptes rend. 17. Oct. 1904.

40 Die von Hammer beschriebene Einfaltung am Hochleitenspitz ist wohl als eine gegen N. geöffnete Synclinale aufzufassen. Hammer hat der Störung Kleinbrod-Uebergrimm selbst diese Deutung gegeben. Für diese Vorkommnisse A. Rothpletz, Geol. Alpenforschungen, 1905, II, 261 SS., Karte, insbes. S. 142 u. folg.; Fr. Frech, Ueb. d. Gebirgsbau d. Tiroler Centralalpen mit besond. Rücksicht auf d. Brenner; Wiss. Ergänz.-Hefte z. Ztschr. d. Alpenver. 1905, II, 98 SS., Karte d. Brenner, insbes. S. 70 u. folg.; P. Termier, Les Alpes entre le Brenner et la Valteline; Bull. soc. géol. 1905, 4. sér., V, p. 209—289, Karte, insbes. p. 236 u. folg., auch ebendas. Compte rend. somm., p. 159—161; W. Hammer, Vorl. Mitth. über Neu-Aufnahme der Ortlergruppe; Verh. geol. Reichsanst. 1906, S. 174—188.

41 Hammer, Val Furva u. Val Zebru; Verh. geol. Reichsanst. 1902, S. 320—330, und ebendas. 1907, S. 234.

42 G. Theobald, Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, 1866, III, S. 157. Theobald schreibt Weisshorn; auf Bl. XX seiner Karte findet man eine Darstellung des nun zu erörternden Gebietes. Theobald, ein vortrefflicher Beobachter, hat unter dem Einflusse der damaligen Anschauungen fast jeden eingeklemmten Triasstreifen zu einer concentrischen Synclinale ergänzt. Der Text gibt die beobachteten Thatsachen.

43 Melzi, am ang. O., Giorn. de Min. 1893, IV, p. 103.

44 A. Bolla, Il Gneiss centr. nella Valtellina; Rendic. Acc. Linc. 1891, VIIb, p. 101—105.

45 C. Diener, Die Kalkfalte des Piz Alv in Graubünd.; Jahrb. geol. Reichsanst. 1884, XXXIV, S. 313—320.

46 C. Tarnuzzer, Die Asbestlager der Alp Quadrata bei Poschiavo; Jahresber. Naturf. Ges. Graubünd., 1902, XLV, 14 SS., Karte; H. Brockmann-Jarosch, Die Flora des Puschlav; $8^0$, Leipzig 1907, S. 9—13. Brockmann's Untersuchungen verlängern in Spuren sowohl Piz Alv als Sassalbo noch weiter gegen S., und das OW.-Streichen westlich von Poschiavo tritt in noch deutlicheren Gegensatz. Freundliche Hinweise verdanke ich Herrn Tarnuzzer.

47 G. Geyer, Verh. geol. Reichsanst. 1892, S. 319—327, und 1893, S. 49—60.

48 Ein Beispiel der Schwierigkeiten gibt Vacek's Kärtchen in Verh. geol. Reichsanst. 1901, S. 372.

49 Frech hat eine Ansicht des Gurpetschegg bei Tweng in Sitzungsb. Akad. Berlin, 1896, S. 1274, und in Koken, Geol. u. pal. Abhandl. 1901, IX, S. 30, veröffentlicht.

50 Becke und Uhlig, I. Bericht üb. petrogr. u. geotekt. Untersuch. im Hochalmmassiv u. in d. Radstädter Tauern; Sitzungsb. Akad. Wien, 1906, CXV, S. 1695—1739, insbes. S. 1731.

51 Stache, Verh. geol. Reichsanst. 1876, S. 314—318; 1877, S. 205—207; 1880, S. 127—131; Jahrb. ebendas. 1877, XXVII, S. 143 u. folg.; W. Hammer, Die kryst. Alpen d. Ultenthales; Jahrb. geol. Reichsanst. 1902, LII, S. 105—133, u. 1904, LIV, S. 541—576; ders. Geol. Aufn. d. Blattes Bormio-Tonale, ebendas. 1905, LV, S. 1—26, Karte, und Geol. Beschr. d. Laaser Gruppe, ebendas. 1906, LVI, S. 497—538, Karte.

52 E. Weinschenk, Die Tiroler Marmorlager; Zeitschr. f. prakt. Geol. 1903, XI, S. 131—147. Zu einem ganz ähnlichen Ergebnisse gelangte z. B. Julien in New-York; Genesis of the Amphibole Schists and Serpentines of Manhattan Isl., N.-Y.; Bull. geol. soc. Am. 1903, XIV, p. 421—494.

53 Z. B. C. Schmidt, Eclog. geol. Helv. 1907, XIX, S. 505.

54 Mojsisovics, Mittheil. Alpenver. 1866, II, S. 377; Hammer, Laaser Gruppe, S. 518 u. folg. Hammer fand die Gypslage 100 M. lang, 30 M. mächtig, hochkrystallinisch, concordant unter Quarzphyllit und hält ihn für primär und syngenetisch.

55 F. Becke, F. Berwerth und U. Grubenmann, Vorläuf. Berichte in Anzeig. Akad. Wien, 1895, S. 45—49; 1896, S. 15—22; 1897, S. 8—14; 1898, S. 12—19; 1899, S. 5—10; F. Löwl, Der Granatspitz-Kern; Jahrb. geol. Reichsanst. 1895, XLV, S. 615 bis 640, Karte; Becke und Löwl, Westl. u. mittl. Abschnitt d. Hoh. Tauern in Führer intern. Congr. 1903, VIII u. IX, 48 u. 27 SS., Karte; Becke (in B. u. Uhlig, Erster Ber.), Sitzungsb. Akad. Wien, 1906, CXV, S. 1693—1719, und an and. Ort.

56 P. Termier, Les Nappes des Alpes orient. et la Synthèse des Alpes; Bull. soc. géol. 1903, 3. sér., III, p. 711—765, Karte; dess. Les Alpes entre le Brenner et la Valteline; ebendas. 1905, 4. sér., V, p. 209—289, Karte; dess. La Synthèse géol. des Alpes; Conférence; Liège, 1906, 29 pp.

57 Uhlig, Erster Bericht, S. 1732.

58 Termier, Sur quelques analogies de faciès géol. entre la zone centr. des Alpes orient. et la zone interne des Alpes occ.; Comptes rend. 16. Nov. 1903, p. 807.

59 Teller, Verh. geol. Reichsanst., 1878, S. 66.

60 A. v. Elterlein, Beitr. zur Kenntn. d. Erzlagerstätte d. Schneeberg's bei Mayrn; Jahrb. geol. Reichsanst. 1891, XLI, S. 289—348, Karte; E. Weinschenk, Die Erzlagerst. des Schneeberg's in Tirol; Zeitschr. prakt. Geol., 1903, XI, S. 231—237; eine eingehende Beschreibung auch bei Frech am ang. O. Auch an den nahen Moarer Weissen wurden Crinoiden getroffen.

61 F. Frech, Ueb. d. Gebirgsbau d. Tiroler Centralalpen; Wiss. Ergänz.-Hefte d. D.-ö. Alpenver., Innsbruck, 1905, II. Bd., 98 SS., mit Karte d. Brenner.

62 Frech hat die Gschleyer Wand (mit Telfer Weisse) mit dem Dolomit von Pflersch von der Tribulaun-Gruppe als eine gegen S. überschlagene Falte abgetrennt; Termier betrachtet sie als einen Theil von Tribulaun. Termier verbindet sie auch hypothetisch gegen Süd mit dem Zuge von Sprechenstein (Ratschings) Bull. 1905, p. 231.

63 A. Rothpletz, Geol. Alpenforschungen; II, S. 208 u. folg.

64 Pichler hat sie entdeckt; F. v. Kerner, Die Carbonflora d. Steinacher Joches; Jahrb. geol. Reichsanst., 1897, XLVII, S. 365—386; auch ders. Verh. ebendas. 1906, S. 130, 131. Als ich im J. 1865 zur Zeit des Baues der Eisenbahn diese Strecke beging, brachte man mir Graphit aus dem Jodok-Tunnel.

65 Franz E. Suess, Das Gebiet d. Triasfalten im NO. d. Brennerlinie; Jahrb. geol. Reichsanst., 1894, XLIV, S. 589—670, Karte; Rothpletz traf hier auch rhätische Fossilien.

66 C. Diener, Einig. Bemerk. üb. d. stratigr. Stellung d. Krimmler Schicht. u. üb. d. Tauerngraben in Oberpinzgau; Jahrb. geol. Reichsanst., 1900, L, S. 383—394; Profil auf S. 385; auch Löwl ebendas. 1894, XLIV, S. 519, und Führer int. Congr., 1903, IX, S. 11.

67 Fr. Frech, Ueb. d. Gebirgsbau d. Radstädter Tauern; Sitzungsb. Akad. Berlin, 1896, S. 1255—1277, und ders. Geol. d. Radst. Tauern, Geol. u. pal. Abh. herausg. von Koken, 1901, neue Folge, V, S. 1—66, Karte; V. Uhlig (in Becke u. Uhlig, Erster Bericht u. s. w.), Sitzungsb. Akad. Wien, 1906, CXV, S. 1719—1737; aus den älteren Arbeiten: M. Vacek, Beitr. zur Geol. d. Radst. Tauern; Jahrb. geol. Reichsanst., 1884, XXXIV, S. 609—634; hieranschliessend auch dess. Verh. ebendas. 1893, S. 386 u. folg. Ein nicht geringer Theil der Trias ist in Kalkglimmerschiefer verwandelt; auch Pentacriniten erscheinen im Kalkglimmerschiefer; die meisten Versteinerungen fand ich bei der Mittereck-Alpe; vgl. Anzeig. Akad. Wien, 20. Nov. 1890.

68 Teller, Verh. Geol. Reichsanst., 1877, S. 231—235; S. 1878, S. 64—66 und S. 392—396.

69 Löwl, an mehr. Ort.; insbes. Führer intern. Congr., 1903, IX, S. 20, 21.

70 B. Granigg, Geol. u. petrogr. Unters. im Ober-Möllthal; Jahrb. geol. Reichsanst., 1906, LVI, S. 367—404, Karte.

71 Frech erwähnt (Tirol. Centralalp., S. 20) an der Eisenbahn bei Amras eine in den alten Phyllit gebettete Scholle von Trias; ich habe die Stelle besucht und kann den Zweifeln nicht zustimmen, welche diese Angabe gefunden hat. Ihrer Lage nach sollte man die Scholle für ostalpin halten.

72 G. Stache, Verh. geol. Reichsanst., 1873, S. 222, 223.

73 z. B. Discussion im Bull. soc. géol., 1906, 4. sér., VI, p. 431.

74 Becke u. Löwl, Geol. Uebersichtskarte des W.-Abschnittes der Hoh. Tauern; Führer intern. Congr., 1903, VIII u. IX.

75 A. Buxtorf, Zur Tektonik des Kettenjura; Ber. XXXX. Vers. Oberrhein. geol. Ver. zu Lindau, 1907, 10 SS.; ders. Geol. Beschr. d. Weissenstein-Tunnels; Beitr. geol. Karte d. Schweiz, 1907, Neue Folge, XXI, 125 SS., Karte; insbes. S. 103.

76 E. Kohler, Ueb. d. sog. Steinsalzzüge des Salzstockes von Berchtesgaden; Geogn. Jahresh. München, 1903, XVI, S. 105—124. Diese Vorkommnisse sind sehr verschieden von den Salzstöcken Rumänien's, die wie feste Körper aus den miocänen Thonen hervortreten und die Faltung regieren. Vielleicht war dort, am Gebirgsrande, die Belastung geringer. Wieliczka ist ein Uebergang von Faltung zu Verschleifung.

77 A. R. Schmidt, Ueb. d. Aufschluss des Salzlagers zu Hallstatt; Oest. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwes., 1873, XXI, S. 81, 82.

78 Aigner's Uebersichtliche Profile zeigen deutlich die eigenartige Schichtfolge, nach welcher das Salzgebirge von Hallein und Berchtesgaden eine liegende Falte bildet; dess. Der Salzbergbau in d. öst. Alpen; Berg. u. Hüttenw. Jahrb. 1892, XL, S. 202—380, insb. S. 211, Taf. III.

79 Die meisten Thatsachen vereinigt C. v. John, Ueb. Eruptivgest. aus d. Salzkammergute; Jahrb. geol. Reichsanst., 1899, XLIX, S. 247—258; auch Glaukophanartige Gesteine und Grünschiefer werden erwähnt. Unter diesen Umständen ist es zweifelhaft, ob der Wehrlit der Traunterrasse bei Gmunden wirklich aus der böhmischen Masse herübergetragen ist. Noch weit im Osten steckt bei Würflach (unweit W.-Neustadt) ein Serpentinstock im Werfner Schiefer.

80 Mojsisovics, Erläut. zur Spec.-Karte, Zone 15, Col. IX (Ischl u. Hallstatt), 1905, S. 7

81 Fr. Wähner, Das Sonnwendgebirge im Unt. Innthale; I, $4^0$, Leipzig u. Wien, 1903, 356 SS., Karte; für die liegenden Schichten des Sonnwendjoches insbes. Taf. XVII; auch Ampferer, Verh. geol. Reichsanst., 1902, S. 108.

82 O. Ampferer und W. Hammer, Geol. Beschr. d. S.-Theiles d. Karwendelgebirges; Jahrb. geol. Reichsanst., 1898, XLVIII, S. 289—374, Karte; O. Ampferer, Geol. Beschr. d. N. Theiles u. s. w., ebendas. 1903, LIII, S. 169—252, mit tekton. Stereogramm von Hammer, und insbes. ders. Verh. ebend. 1906, S. 272; auch Rothpletz, Alpenforsch., II, S. 187—204.

83 Dies deutet auch Ampferer an; zugleich werden die Angaben über die Deckschollen nur mit vorsichtiger Zurückhaltung gegeben. Der Bestand der Grundschollen (Rappenspitz) entfernt den Zweifel; vgl. Rothpletz, Geol. Alpenforschungen, II, S. 202, Fig. 86.

84 The Atoll of Funafuti (publ. by the Roy. Soc.); London, 1904, $4^0$, und Atlas; insbes. Judd, p. 373 u. folg.

85 Mojsisovics, Ueb. d. chronolog. Umfang d. Dachstein-Kalkes; Sitzungsb. Akad. Wien, 1896, CV, S. 5—40; insbes. S. 34. Einen der eingehendsten Versuche zur Trennung von Faciesbezirken in der ostalpinen Trias hat Böse geliefert; Zeitschr. d. geol. Ges., 1898, S. 695—761.

86 Diener, Beitr. z. Kenntn. d. mittel- u. ob.-triad. Faunen von Spiti; ebendas. 1906, CXV, S. 757—778; insbes. S. 773.

87 Diener, ebendas. 1907, CXVI, S. 608 u. folg.

88 Fr. Wähner, Zur heterop. Differenzirung d. alpin. Lias; Verh. geol. Reichsanst., 1886, S. 168, 190; hiezu neben dess. ausführlich. palaeont. Abhandlungen in Mojsisovics und Neumayr, Beitr. z. Pal. u. s. w., 1882 u. folg., auch Pompecki, Pal. Beziehungen zwisch. d. unterst. Liaszonen d. Alpen u. Schwabens; Vortr. im Ver. f. vaterl. Naturk., Württemb., 1892, S. XLII—LIV.

89 Mojsisovics in Diener, Bau u. Bild Oest.; S. 387, Fig. 2, und dess. Erläut. zur geol. Spec.-Karte, Zone 15, Col. IX., 1 : 75.000, 1905. Hier die Einzelheiten der Schichtfolge.

90 Dass im Süden und im Norden zwei Gebiete der pelagischen Dachstein-Facies und zwischen diesen die Osterhorn-Facies im Salzkammergute vorhanden sind, sagte z. B. Mojsisovics bereits 1879 in Dolomitriffe von Süd-Tyrol, $8^0$, S. 87. Für die Lagerung der Hallstätter Facies ist von Wichtigkeit Bittner's Beschreibung des Lammer-Gebietes; Verh. geol. Reichsanst., 1884, S. 79, 99, 358; pelagische neben bunter Facies, nur durch Dislocation getrennt, zeigt Rothpletz, Geol. Alpenforsch., II, S. 183, im Eldernbach bei Vils; Böse schildert am Hohen Göll Dachstein-Kalk über jurass. Aptychen-Kalk u. s. w., u. s. w. Eine Zusammenfassung versucht Haug, Les Nappes de Charr. des Alpes calc. septentr.; 1. et 2. parties, Bull. soc. géol., 1906. 4. sér., VI, p. 359—422. Vier Decken werden in dieser wichtigen Schrift unterschieden, nämlich die bayrische (B), Salzdecke (S), Hallstätter (H) und Dachstein-Decke (D); von diesen entsprechen D der pelagischen, B der bunten (Osterhorn), S u. H der Hallstätter Facies. Diener wendet ein, dass nach Haug S u. H zwischen B u. D liegen würden, während doch B u. D einander näher stehen; Peterm. Mitth., 1907, Haug's Veröffentlichung ist noch nicht vollendet.

91 Die meisten der im Westen erwähnten Punkte sind auf Gümbel's Geol. Karte von Bayern, Blatt I—V, ersichtlich.

92 Arn. Heim, Die Brandung d. Alpen am Nagelfluhgebirge und: Die Erscheinungen d. Längszerreissung u. Abquetschung am N. schweiz. Alpenrande; Vierteljahrschr. Naturf. Ges. Zürich, 1906, LI, S. 441—472, Karte.

93 Alb. Heim, Das Säntisgebirge; Beitr. geol. Karte d. Schweiz, Neue Folge, XVI, $4^0$, 1905, 654 SS., Atlas, an viel. Ort.; insbes. Arn. Heim, ebendas. S. 450, und E. Blumer, ebendas. Karte auf S. 599.

94 F. Freih. v. Richthofen, Die Kalkalpen von Vorarlberg und N.-Tirol; Jahrb. geol. Reichsanst., 1859, X, S. 72—137, u. 1861—1862, XII, S. 87—206; M. Vacek, Ueb. Vorarlb. Kreide; ebendas. 1879, XXIX, S. 659—758.

95 U. Söhle, Geol. Aufn. d. Labergebirges bei Ob.-Ammergau; Geogn. Jahresh. München; 18(96)97, IX, S. 1—66, Karte, und dess. Das Ammer-Gebirge; ebendas. 18(98)99, XI, S. 39—87, Karte.

96 Insbesondere scheinen mir Zweifel gerechtfertigt in Betreff der hohen Stellung, die der Kohle von Grünbach angewiesen wird.

97 A. de Grossouvre, Rech. sur la Craie Sup.; (Mém. pour serv. à l'Explic. de la Carte géol.), II, $4^0$, Paris, 1901; La Craie dans les Alpes orient., p. 597—646.

98 W. Petrascheck, Ueb. Inoceramen aus d. Gosau u. d. Flysch der Nordalpen: Jahrb. geol. Reichsanst., 1906, LVI, S. 155—168. Übrigens werden wtr den großen Inoc. Salisburgensis aus N.-Africa anzuführen haben.

99 Der bei Liebenstein in Bayern gefundene Sphaerulit gehört der Zone der Säntis-Facies an. Rothpletz, Geol. Alpenforsch., II, S. 215—219.

100 J. Böhm, Die Kreidebildungen d. Fürberg's u. Sulzberg's bei Siegsdorf in Ob.-Bayern; Palaeontographica, 1891/92, XXXVIII, S. 1—106, Karte; O. Reis, Erläut. zu der geol. Karte d. Vorderalpenzone zwisch. Bergen u. Teisendorf; Geogn. Jahresh., 18(95)96, VIII, S. 1—155, Karte; dess. Fauna d. Hachauer Schichten; ebendas. 18(96)97, IX, S. 67—104.

101 Reis, Zur Geol. der Eisenool. führenden Eocänschichten am Kressenberg in Bayern; Geogn. Jahresh. 18(97)98, X, S. 24—49, Taf. I, Fig. 1.

102 Eb. Fugger, Jahrb. geol. Reichsanst. 1904, LIII, S. 338.

103 O. Reis, Die Korallen der Reiter Schichten; Geol. Jahresh. 1889, II, S. 91—162; K. Deninger, Molluskenfauna v. Reit im Winkel und Reichenhall; ebendas. 1901, XIV, S. 221—245; J. Dreger, Gastrop. v. Häring; Ann. Hofmus. Wien, 1892, VII, S. 11—34, und Lamellibranch. ebendaher, Jahrb. geol. Reichsanst. 1903, LIII, S. 253—284 (S. 262: Bohrlöcher im Muschelkalk mit tertiärem Mergel gefüllt, folglich kaum verfrachtete Schollen). — Nach älteren Angaben schien bei Reichenhall auch eine eocäne Stufe vertreten; Th. Fuchs, Verh. geol. Reichsanst. 1874, S. 132. Stellenweise sind Reste einer cenomanen Unterlage vorhanden; z. B. M. Schlosser, ebendas. 1893, S. 195. — Für die SW.-Punkte Leusch, Kaisergebirge; Zeitschr. d. Ferdinandeum, Innsbr., 1907, 3. Folge, LI, S. 53—137, Karte.

104 M. Schlosser, Centralblatt f. Min. u. s. w. 1904, S. 657.

105 C. W. v. Gümbel, Die geol. Stellung d. Tertiärschicht. v. Reit im Winkel; Geogn. Jahresh. 1889, II, S. 163—175, insbes. S. 169.

106 Geyer, Ueb. d. Gosaubildungen des unt. Ennsthales u. ihre Beziehungen z. Kreideflysch; Verh. geol. Reichsanst. 1907, S. 55—76.

107 A. Bittner, Die Grenze zwisch. d. Flyschzone u. d. Kalkalpen bei Wien; Jahrb. geol. Reichsanst. 1900, L, S. 51—58, insbes. S. 57.

108 C. M. Paul, Der Wiener Wald: eb. das. 1898, XLVIII, S. 53—178, Karte; z. B. S. 171.

109 Aehnliche Ansichten bei Tornquist, Sitzungsb. Akad. Berlin, 1907, S. 591—599. — Flache Ueberschiebung von Hauptdolomit auf Flysch in Rothpletz, Alpenforsch. II, z. B. S. 14, Fig. 6.

110 Ueb. d. Brachiop. d. Kössener Schichten; Sitzungsber. Akad. Wien, 1853, X, S. 286; Denkschr. e. d. 1854, VII, 36 SS.; F. v. Hauer, Jahrb. geol. Reichsanst. 1853, IV, S. 739; M. L. Lipold, ebendas. 1865, XV, S. 30 u. folg.

111 F. Trauth, Ueb. die Grestener Schichten d. österr. Voralpen; Anz. Akad. Wien, 1906, S. 308—310.

112 Egb. W. Ritter v. Hochstetter, Die Klippe v. St. Veit bei Wien; Jahrb. geol. Reichsanst. 1897, XLVII, S. 95—156; Fr. Trauth, Neuer Aufschluss im Klippengeb. v. St. Veit; Verh. ebendas., 1907, S. 241—245.

113 Paul hat gemeint, dass das Neocom von St. Veit sich normal an die tiefsten Glieder des Flysch anschliesse; dann wäre die Grestener Serie ein Theil der Flysch-Zone. Der Umstand, dass das Streichen des Flysch, wie Paul selbst gezeigt hat, von der Grenzlinie oft abweicht, die Grestener Serie ihr aber folgt, spricht nicht für diese Annahme. (Paul, Jahrb. geol. Reichsanst. 1898, XLVIII, S. 137.), doch mag die Frage offen bleiben. — Haug vergleicht die Serie den Préalpes; Bull. soc. géol. 1906, 4. sér., VI, p. 366.

114 G. Geyer, Ueb. d. Granitklippe mit d. L. v. Buch-Denkmal im Pechgraben bei Weyer; Verh. geol. Reichsanst. 1904, S. 363—390; ebenso Hochstetter und Toula, ebendas. 1870, S. 91, und Toula, 1905, S. 89; Mojsisovics, ebendas. 1893, S. 14. Im Flysch erscheinen Blöcke, die jenen des Vorlandes gleichen, zusammen mit ganz fremden Felsarten, z. B. Augitporphyr; Berwerth, Mitth. Min. Ges. Wien, 1907, S. 12 (auch in Becke, Min. Mitth., 1907).

115 Es ist sudetischer Granit, umgeben von horizontalen Bänken eines eocänen oder unteroligocänen Strandconglomerates, die einzige sichtbare Spur eines Ufer's in der Nähe der Ostalpen; Stur, geol. Karte d. Umgeb. Wien's, 6 Bl. Fol., 1891.

116 Abel, Verh. geol. Reichsanst. 1897, S. 343—362, u. 1899, S. 284—287, 374—381 und an and. Ort.

117 Eb. Fugger, Führer intern. Congr. 1903, Nr. IV, Salzburg u. Umgeb., auch ders. Die Gaisberggruppe; Jahrb. Geol. Reichsanst. 1906, LVI, S. 213—258, und insbes. Erläut. zu Spec.-Karte Zone 14, Col. VIII, Salzburg.

118 Das Erscheinen der seltenen Belemnitella Hoeferi Schlönb. in der Gosau der Neuen Welt oder einer seltenen Belemnitella in der Scaglia der Brianza (Dinariden) schwächt diese Meinung nicht ab. Eine abweichende Meinung vertritt der um die Parallelisirung der Gosau sehr verdiente Herr Grossouvre; Sur les Couches de Gosau, consid. dans leurs Rapports avec la théorie du charriage; Bull. soc. géol. 1904, 4. sér., IV, p. 765—776.

119 O. Abel, Verh. geol. Reichsanst. 1897, S. 361.

120 Uhlig, Tatra-Gebirge; Denkschr. Akad. Wien, 1897, LXIV, S. 684, und an and. Ort.

121 Th. Wisniowski, Inoceram. Schicht. in d. Karpath.; Anzeig. Akad. Wiss. Krakau, 1905, S. 352—359, und ders. Fauna d. Spasser Schichten; ebendas. 1906, S. 240—254.

122 Abel, Jahrb. geol. Reichsanst. 1903, LIII, S. 108.

# FUENFZEHNTER ABSCHNITT.

## Posthume Altaiden.

1. Die Alpen. — Fortsetzung gegen NO. und O. — Fortsetzung gegen S. und SW. — 2. Die Provençalischen Falten. — 3. Die Pyrenäen.

Unter dem Ausdrucke „posthume Altaiden" sind hier alle jene Gebirgszüge verstanden, welche nach Beendigung des Baues der östlichen Altaiden in den Einsenkungen entstanden durch welche die Altaiden in Horste getheilt worden sind. Alle diese posthumen Ketten haben in tertiärer oder noch späterer Zeit Faltung erlitten. Alle, mit Ausnahme des mediterranen Atlas, gehören Europa an.

Das wichtigste Glied ist das alpine System oder die Alpiden. In diesen soll hier zuerst auf Grund der beiden vorhergehenden Abschnitte ein Blick auf die Alpen selbst, namentlich auf ihre Gliederung in Decken geworfen werden. In ihrer Fortsetzung gegen NO. wird der deckenförmige Bau der Karpathen zu besprechen sein. Im Südwesten kommen namentlich die sehr eigenartigen Beziehungen Calabrien's zu Sicilien und des letzteren zu Tunis in Betrachtung. Die abweichende Entwickelung der Trias in verschiedenen Theilen des W. Mittelmeeres wird einige Andeutungen über diesen Theil der Tethys liefern.

Ein zweites Glied sind die provençalischen Falten, dann die Pyrenäen und die nordspanischen Berge. Die Stellung eines Bruchstückes der Altaiden, der Masse von Mouthoumet, in der Beugung der provençalischen Falten zu den Pyrenäen, dann die grosse Betheiligung der Altaiden an der Zusammensetzung der letzteren und ihre Bewegung gegen Süd so wie manche ungewohnte Züge in dem Gefüge dieses Gebirges sind hier zu erwähnen.

Posthume Altaiden gibt es auch im Paris-Londoner Becken und im westlichen Portugal. Von diesen soll hier nicht mehr gehandelt werden.

## 1. Die Alpen.

Die ostalpine Decke. Das bisher Gesagte zeigt, wie gross die Lücken der Beobachtung in den Alpen heute noch sind, und wie namentlich im Osten die Verfolgung der nun gewonnenen Ansichten erst seit wenig Jahren begonnen ist. Unter diesen Umständen wird der höchste Werth, den ein synthetischer Versuch erlangen kann, in der Aufweisung der dringendsten Aufgaben bestehen.

Man darf nie die Ungleichartigkeit und Ungleichwerthigkeit der drei hauptsächlichen Abgrenzungen übersehen, nämlich die maassgebende Bedeutung der dinarischen Grenze, als einer Linie, an welcher ein fremdes Element sich an die Alpen herandrängt, dann die Bedeutung der Linie Rhätikon—Oberhalbstein—Piz Tremoggia als dem westlichen Rande der auflagernden ostalpinen Decke, endlich die an sich lehrreiche, doch nicht so tief greifende innere Flysch-Zone. Die ostalpine Decke trennt sich der Länge nach in zwei Hälften. Semmering, der nordsteyrische Graphit-Zug und die Tauern sind abweichende Elemente und zeigen die Trennung an. Wahrscheinlich werden die SW. von den Tauern abgehenden Marmor-Züge von Schneeberg und Ratschings, ferner die muthmaassliche Fortsetzung des letzteren bis Laas und S. vom Ortler sich einst als die Fortsetzung der mesozoischen Kalke der Tauern herausstellen und hiedurch die Trennung gegen SW. fortführen, doch fehlt bis heute der Beweis.

Ihre südliche Hälfte ist im Osten, wo sie aus der ungarischen Ebene hervortritt, sehr breit. Sie umfasst den grössten Theil des Flussgebietes der Mur oberhalb Gratz, das palaeozoische Gebirge von Gratz und die einst sogenannten steyrischen Central-Alpen. Im Süden schliesst sich daran ein langer, die dinarische Grenze begleitender mesozoischer Streifen, der im Osten, in den Karawanken, und im Westen, im Lienzer Gebirge, heftig gefaltet ist und den Drau-Zug umfasst. Lang gestreckte Theile sind grabenförmig versenkt. Diese mesozoischen Sedimente greifen im Gurk-Thale in flacher Transgression und in Begleitung von Ober-Kreide und Eocän weit nach Norden über die alten Gesteine der Mur-Alpen. Sie tragen das Gepräge der nördlichen Kalk-Alpen.

Im ganzen Westen bleiben sie durch einen Streifen von Gneiss und Glimmerschiefer von den Dinariden getrennt. Dieser Streifen und ein eingeklemmtes Band von Trias vertreten am Brenner auf der schmalen Zone zwischen Sprechenstein und dem Granit von Brixen allein die südliche Hälfte der Ostalpen. Sie umgehen den Kopf der Dinariden und die älteren Felsarten lassen sich im Westen der Judicarien-Linie bis in die Gegend N. vom Tonale-Passe verfolgen.

Der südliche und westliche Theil dieses grossen Stückes der Alpen scheint passiv unter dem Einflusse der vorrückenden Dinariden zu stehen. In der Kreuzeck-Gruppe tritt der Einfluss der Tauern dazu. Die Mur-Alpen bieten landschaftlich so wie in der Art ihres Hervortretens aus der weiten Ebene in nicht geringem Grade die Merkmale eines älteren, autochthonen Landstriches. Hier ist es, wo Zweifel gegen den deckenförmigen Bau die meiste Berechtigung finden. Vielleicht wird man einmal lernen, hier ein fremdes Stück aus den Alpen auszuscheiden.

In diesem ganzen Gebiete, von Ungarn bis zum Brenner, gibt es keine Gletscher.

Die nördliche Hälfte der Ostalpen unterscheidet sich in vielen Beziehungen. Sie besteht im Süden aus einem Streifen alter Felsarten, welcher als eine Fortsetzung der Mur-Alpen angesehen wird. Er schliesst sich gegen West an den alten Quarzphyllit des Pinzgau, kreuzt den Brenner S. von Innsbruck und erlangt W. von diesem grosse Breite, indem er Stubai, Oetz und Selvretta bildet. Dieselben Gesteine tragen im Süden noch das ganze mesozoische Braulio-Gebirge sammt dem Ortler.

Im Norden liegt auf den alten Felsarten durch N.-Steyermark eine Zone von Silur, Devon und Kohlenkalk, die in Ost-Tyrol verschwindet. Auf dieser, im Westen unmittelbar auf den älteren Felsarten, ruht die ostalpine Kalk-Zone. Sie ist gegen Nord auf die Flysch-Zone aufgeschoben oder durch steile Dislocation abgegrenzt.

Die Kalk-Zone zeigt die Merkmale einer schwebenden Scholle. An der ganzen westlichen Grenze, von Poschiavo zum Silser See und durch Oberhalbstein, am Rhätikon und bis zum Falkniss tauchen die Berge des Westens unter die Ostalpen. Das Verhältniss zum Flysch wurde bereits erwähnt. Im Osten, wo der nördliche Theil der Ostalpen nur schmal ist, zieht er zu den

Karpathen, aber am Südrande zeigt er sich wieder als schwebend, denn alle die fremden, trennenden Elemente tauchen nordwestwärts unter diesen hinab, wie Semmering, der nordsteyrische Graphit-Zug, der östliche Theil der Tauern und der Marmor-Zug von Schneeberg. Im Nordwesten und Westen der Tauern erfolgen unter besonderen Umständen Ueberschiebungen der fremden Elemente gegen W. und N. Viele Umstände sprechen dafür, dass die Masse des Ortler eine nach Norden geöffnete Synclinale ist.

Die gesammte Decke der nördlichen Ostalpen, insbesondere die nördliche Kalk-Zone, gewinnen bei der fast ausschliesslich gegen Süden gerichteten Neigung des Flysch die Gestalt einer Mulde. Dabei zerfällt die Kalk-Zone in mehrere nordwärts überschobene Decken. Manche scheinen in ihrer Umgrenzung vom Umrisse der böhmischen Masse und dem Eingreifen der karpathischen Streichrichtung abhängig; alle bewegen sich auf dem Werfener Schiefer und dem Salz-Gebirge, ohne in die tiefere Unterlage zu greifen. Ein Theil der Bewegungen ist älter als cenoman, ein anderer ist jünger.

In dem tiefsten Niveau dieser Bewegungen treten, namentlich im Salzkammergute, Intrusivgesteine auf. Sie erscheinen auch, vielleicht eingeknetet, in der discordant dem Werfener Schiefer auflagernden Kreide.

Auch landschaftlich weichen die nördlichen von den südlichen Ostalpen wesentlich ab. Die grossen Firnfelder des westlichen Tyrol und die Gruppe des Piz Buin in der Selvretta lassen sich den sanfteren und grünen Bergformen der mittleren Steyermark nicht vergleichen; das mesozoische Gebiet im Süden bietet im Ortler den höchsten deutschen Berg. Die Kalk-Zone trägt alle ihre höchsten Gipfel wie Scesaplana, Zugspitz, Dachstein u. A. an ihrem steilen südlichen Abfalle. —

Die lepontinischen Decken umfassen alle jene Decken, die tektonisch tiefer als die ostalpine und höher als die helvetische Decke liegen. Sie sind in Folge ihrer Lage durch beträchtliche dynamische Veränderung und in vielen ihrer Theile durch basische Injectionen, die Pietre verdi, bezeichnet. Oft sind in dieser Gruppe Trias und Jura in sericitischen Quarzit und weissen Marmor verwandelt.

Sie erstrecken sich im Süden bis an die lombardische Ebene und die dinarische Grenze; im Osten tauchen sie unter die ost-

alpine Decke; im Norden und Westen kann man wohl die innere Flysch-Zone als eine der Gliederung dienliche Linie benützen; sie erlangt auch Bedeutung bei Vergleichung des corsischen Bruchstückes der Alpen. Die lepontinischen Decken greifen aber, soweit sie nicht selbst gerade von dieser Linie ausgehen, in einer langen Reihe von Deckschollen nicht nur über diese Linie, sondern sogar bis über den äusseren Rand der vorliegenden helvetischen Decke hinaus.

Der allgemeine Bau der Alpen bringt es mit sich, dass diese Gruppe von Decken im Westen als weites, offenes Gebirge oder in der Gestalt von Deckschollen, im Osten dagegen in grossen Fenstern zu erscheinen pflegt.

*a*) Die Decke der Dent Blanche ist eine lepontinische Decke über lepontinischem Gebirge. Sie geht von der stark mit basischem Gestein injicirten und zu beiden Seiten von mesozoischem Marmor begleiteten Zone von Ivrea aus, und ist von ihr durch Erosion getrennt. Sie reicht vom M. Emilius S. von Aosta bis zum Turtman-Gletscher N. von Zermatt.

*b*) Die piemontesischen Alpen bilden einen so beträchtlichen Theil des ganzen Hochgebirges, dass man Anstand nehmen möchte, sie als ein Glied in eine Gruppe höherer Ordnung einzureihen. Die schwierigen Fragen über die Herkunft der nördlichen und östlichen Ausbreitungen sind die Ursache gewesen, aus welcher der Name piemontesisch nicht für die ganze lepontinische Gruppe in Anwendung gebracht worden ist.

Zu den piemontesischen Alpen gehört alles Gebirge von der lombardischen Ebene bis an die gepressten sedimentären Faltenbündel an der Innenseite des Mercantour, des Pelvoux, M. Blanc, bis zum Rhône-Thal bei Sitten, bis Val Bedretto, Airolo und an den Luckmanier-Pass. Dieses weite Gebiet ist durch grosse Gneissmassen, hohe dynamische Veränderung der Sedimente und namentlich im Süden durch die Bedeutung der basischen Injectionen bezeichnet. Ein langer bogenförmiger Zug von Carbon, vom Rhône-Thale bis weit nach Süden reichend, begleitet den Westen und zeigt die Einheit der Gesammt-Bewegung. Seine Spuren erscheinen in den ligurischen Alpen noch in der Nähe des Meeres. Innerhalb dieses Theiles der Alpen vollzieht sich die Rückbeugung zum Appennin.

Zu den piemontesischen Alpen gehören daher z. B. der Zug

der Pietre verdi des M. Viso, die möglicher Weise autochthonen Gneisse des Dora-Maira-Zuges und des Gran Paradiso, ferner der langgestreckte Zug des Gr. S. Bernhard, in dem die Rückbeugung beginnt, M. Rosa und mit ihm alle durch mesozoische Einschaltungen kennbaren Faltungen des Gneiss bis zum Simplon, dann jenseits des Simplon alle die gegen O. geneigten Gneisszüge bis zu den Splügener Kalkbergen und den grünen Gesteinen von Oberhalbstein, ferner im Süden bis an die dinarische Grenze an der Adda (wofern sich nicht vor dieser noch ein schmaler ostalpiner Saum einschalten sollte), dann Disgrazia und die tiefere Hälfte des Poschiavino-Thales.

*c*) Die Deckschollen, welche von den piemontesischen Alpen aus sich über helvetische Gebiete ausbreiten, erlangen, im Süden und im Norden des Mercantour vortretend, beträchtliche Ausdehnung und der Antheil des Flysch lässt im Dauphiné erkennen, dass sie dort aus der inneren Flysch-Zone kommen. Im Norden liegen die grössten Deckschollen im Chablais und den Freiburger Alpen. Sie erreichen in trümmerhaften Resten über Giswyl, Stanzer Horn und den Mythen bei Schwyz, den Berglittenstein im Rheinthale, jenseits des Rhein's den Falkniss und mit diesem die lepontinischen Gesteine, welche die ganze W.-Grenze der nördlichen Hälfte der Ostalpen unterlagern.

Die piemontesischen Alpen haben im Norden des Carbon-Zuges ihre Merkmale geändert; grüne Gesteine erscheinen nur an einzelnen Stellen und die mesozoische Serie erlangt eine gewisse Aehnlichkeit mit den Ostalpen. Diese Facies ist das Briançonnais. Es bildet gepresste Faltenbündel und einzelne von diesen treten schräge zwischen den wechselständig gereihten Gneisskernen der M. Blanc-Zone durch. Dabei scheint Annäherung an die helvetische Facies einzutreten. Die besondere Aehnlichkeit der Sedimente hat die Aufmerksamkeit z. B. auf das Val Ferret an der Ostseite des M. Blanc als einer Wurzelregion gerichtet. Ihre Ausdehnung bis weit über den Rhein und das beständige Auftreten grüner Gesteine in der obersten dieser Decken lassen vermuthen, dass die geringen Spuren, welche da und dort sich erhalten haben, Reste eines übergrossen, zerstörten Baues von gehäuften liegenden Falten sind, der für immer unseren Augen entzogen ist.

Dazu kömmt, dass die Unterlage, nämlich das helvetische Gebiet sammt einem Theile der Gneisskerne der M. Blanc-Zone, noch spätere Bewegungen erfahren hat.

*d*) In den Ostalpen treten an die Stelle der lepontinischen Deckschollen die lepontinischen Fenster.

Am oberen Inn sind durch 54 Kilom. unter den ostalpinen Gneissmassen der Selvretta im Westen und von Oetz im Osten lepontinische Sedimente sichtbar. Aus der Mitte des gegen NNO. gestreckten Fenster's erhebt sich die Anticlinale des Stammerspitz.

Mit Wahrscheinlichkeit, doch ohne einen unmittelbaren Beweis, wird zu den lepontinischen Bildungen eine Kette von Marmor-Vorkommnissen gerechnet, die, oft unterbrochen, S. vom Ortler sich zeigt und dann über Laas und das Texel-Gebirge nach Ratschings am Brenner zieht. Eine zweite, ähnliche Kette von Marmor kommt von Gurgl in Oetz und langt nicht weit von der ersten, über Schneeberg am Brenner an. So weit die heutigen Beobachtungen reichen, muss man annehmen, dass diese beiden Marmor-Züge sich vereinigen in der mesozoischen Umrandung des 165 Kilom. langen Tauern-Fenster's. Diese Umrandung ist lepontinisch; das Tribulaun-Gebirge gehört ihr an. Sie zeigt limnisches Carbon, Trias, Lias und Jura. Gegen Innen folgen die Schieferhülle und der Central-Gneiss der Tauern. Sie sind dynamischer Pressung ausgesetzt gewesen und die Schieferhülle wird wenigstens zum Theile Trias sein. Die grösseren Kerne von Central-Gneiss sind an den Enden mit der Schieferhülle verfaltet.

Die lepontinische Umrandung der Tauern sinkt unter die umgebenden ostalpinen Gesteine hinab oder ist steil aufgerichtet; in NW. und W. ist sie über den Rahmen des Fenster's hinübergefaltet.

Im Osten der Tauern, S. von Schladming, folgt eine kaum noch entzifferte Strecke und hierauf durch N.-Steyermark ein 150 Kilom. langer Zug von limnischem Ober- oder Mittel-Carbon, der gegen N. unter die nördliche Hälfte der ostalpinen Decke geneigt ist. Dieser lange Zug führt zum Semmering, an welchem mit dem limnischen Carbon die mesozoischen Gesteine der Tauern wiedererscheinen. Auch diese sind gegen N. geneigt.

Viele Fragen bleiben hier zu lösen. Der dermalige Stand der Beobachtungen zeigt aber in dem Marmor-Zug von Laas und Ratschings, dem Tauern-Fenster, dem nordsteyrischen Carbon-

Zuge und dem Semmering Vorkommnisse, welche in den genauer bekannten Strecken sich als ein tiefer liegendes Glied des Gebirges erweisen. Ihre Abgrenzung von den ostalpinen Gesteinen ist aber auf lange Strecken hin noch nicht auf der Karte durchgeführt und die relative Lagerung des limnischen Carbon gegen die lepontinische Trias ist nicht aufgeklärt.

Sie werden als fremd bezeichnet, weil sie geringeren Raum einnehmen als die ostalpine Decke, aber sie haben mehr Anspruch darauf als heimisch und autochthon angesehen zu werden, als diese.

*e*) Der lepontinische Saum. Am nördlichen Rande der ostalpinen Decke treten zwischen ihr und dem Flysch abweichende Elemente hervor. Sie beginnen an der Iller in W.-Bayern als Grundschollen. Im Osten, in Ober- und Nieder-Oesterreich, gesellt sich zu den Grundschollen eine selbstständige Schichtfolge, die sonst in den Alpen unbekannt ist. Ihre bezeichnendsten Glieder sind ein schwarzer, von Flötzen begleiteter Lias (Grestener Schichten) und ein brauner Jura, der zunächst an die Schweiz erinnert. Im oberen Jura tritt auch rother Radiolarien-Schiefer mit Aptychen auf. Diese Schichtfolge reicht bis in die Vorstädte von Wien und findet ihre Fortsetzung in den Pieninen (Karpathen). —

Die helvetische Decke bildet den äusseren Saum der Alpen vom Var bis zu den Karpathen. Obwohl auch hier die sehr allgemeine Neigung gegen das Innere des Gebirges und die namentlich in der Ost-Schweiz deutliche Theilung in untergeordnete Decken die Macht der allgemeinen Bewegung anzeigen, treten doch einzelne Anzeichen hervor, die wenigstens im Westen auf ein geringeres Ausmaass der horizontalen Ortsveränderung weisen. Die Facies nähert sich in manchen Kennzeichen dem Vorlande.

Der am meisten orographisch hervortretende Theil, die M. Blanc-Zone, kann als eine schräge gereihte Reihe von Resten des Vorlandes angesehen werden. Sie umfasst die grossen Gneisskerne vom Mercantour über Pelvoux, Belle Donne, M. Blanc, Aiguilles Rouges, Aar-Masse und Gotthard. Sie endet am Rhein; im Süden gehören vielleicht die kleinen ligurischen Gneissmassen hieher.

Zwischen diesen wechselständigen Kernen, zum Theile einstens

auch über sie hinweg, verbinden sich helvetische Sedimente und solche des Briançonnais. Diese an die Aussenseite der M. Blanc-Zone tretenden Sedimente, zumeist Kalksteine, sind es, aus deren später Faltung und Aufthürmung die Hochketten der Berner Alpen wie Dents du Midi, Wildstrubel, Faulhorn u. A. hervorgegangen sind. Sie verrathen eine Bewegung, die jünger ist als die Verfrachtung der lepontinischen Deckschollen.

In der östlichen Schweiz gehört der helvetischen Zone die Ueberfaltung von Glarus an sammt Churfirsten und Säntis. Auch hier tritt aber eine schräge und dem Hauptstreichen der Alpen nicht völlig entsprechende Reihung ein, denn während nahe O. vom Rhein das Kalk-Gebirge des Säntis gegen N. und S. von Flysch begleitet ist, verschwindet in Bayern der nördliche Zug. Spuren des Säntis-Zuges begleiten bis über die Isar hinaus den N.-Rand und nur der südlich vom Säntis liegende Flysch erreicht als die österreichische Flysch-Zone bei Wien die Donau. An diesem Theile nehmen hauptsächlich oberste Kreide mit nordischen und Unter-Tertiär mit südlichen Merkmalen Antheil.

Die Gosau-Schichten liegen transgredirend auf der Kalk-Zone. Sie haben ein ausgesprochen südliches Gepräge. Ihr höchstes Glied, der Inoceramen-Mergel, nähert sich durch seine Ammoniten einem Gliede des Flysch. Auch das Cenoman mit Orbitulina ist beiden Zonen gemein; es liegt oft transgredirend auf gefalteter Trias der Kalk-Zone; in O.-Tyrol transgrediren auch nordische Flysch-Kreide und südliches Alttertiär über Theile der Kalk-Zone. Die typischen Gosau-Schichten von südlicher Tracht wurden aber noch nie in der Flysch-Zone getroffen.

Allgemeine Bemerkungen. Am Schlusse dieser kurzen Uebersicht der Alpen mögen einige Erfahrungen von allgemeiner Art und ohne Zusammenhang erwähnt sein.

1. Die Serie Silur-Devon-Unter-Carbon ist nur auf dem tektonischen höchsten Gliede, den Ost-Alpen, und zwar in der nördlichen und der südlichen Hälfte vertreten. Sie ist weder in den lepontinischen, noch in den helvetischen Bergen bekannt; dafür beginnt dort allenthalben die versteinerungsführende Reihe mit limnischem Carbon (Flora von Schatzlar, nach Anderen von Ottweil). So ist es am Semmering, in N.-Steyermark und den Tauern, so im grossen Carbonfächer an der Westseite des Gr. S. Bernhard bis zu den ligurischen Alpen, ebenso im helvetischen Ge-

biete am Tödi u. s. w. Alle die letzteren Theile der Alpen erinnern hiedurch wesentlich an die Altaiden. Eine marine Vertretung von Ober-Carbon oder Perm fehlt aber den Alpen ganz. Das ist um so merkwürdiger, als sie im Karnischen Gebirge, dem selbstständigen Unterbau der Dinariden, knapp jenseits der Grenze in ausgezeichneter Weise vorhanden ist. Dort folgt im Osten über Silur, Devon und Unter-Carbon die typische Discordanz unter der Ottweiler Flora, die von marinen Schichten begleitet ist, aber im westlichen Theile der Dinariden, in der Lombardei, beginnen die organischen Reste auch mit limnischem Mittel- oder Ober-Carbon (Manno).

2. Die vorpermischen Gneisse und Granite der Alpen haben sehr verschiedene tektonische Formen angenommen. Es gibt solche, die, tief abgetragen, völlig autochthonen Massen gleichen (Süd-Steyermark, Bacher, Sau- und Kor-Alpe) oder die mitten in heftig bewegtem Gebirge als tiefstes Glied auftreten und als autochthon gelten können (Dora-Maira) oder entweder autochthon oder ein sehr tiefliegendes Gewölbe sind (Gran Paradiso). Andere haben dem Seitendruck Widerstand geleistet und sind in parallele Anticlinalen getheilt, die sich durch Verzahnung (Verfaltung) an den streïchenden Enden verrathen (M. Blanc, Aar-Masse, Hochalm-Kern der Tauern). Andere sind Kerne von Anticlinalen (Antigorio- und M. Leone-Gneiss am Simplon). Auch Dent Blanche wird als eine flache Deckfalte angesehen. Endlich gelangt man zu grossen, durch eine Schubfläche von ihrer ursprünglichen Unterlage völlig abgetrennten Decken, wie Selvretta. Gerade Vorkommnisse dieser Art erlangen, wie sich zeigen wird, im Tatra-Gebirge und den östlichen Pyrenäen Bedeutung. Ihre beträchtliche Höhe und die Art des Auftreten's regen sogar zuweilen die Frage an, ob die Hauptzüge des Relief's hier nicht älter seien als die Verfrachtung.

Während in der Schweiz sich die Decken mehr und mehr als gestreckte, liegende Falten erweisen, hat man bisher in den Ost-Alpen kein Anzeichen solcher Faltung oder einer Tauchdecke erkannt.

3. Die böhmische Masse und das vorpermische Vorland verschwinden im Angesichte der Alpen. Es gibt keine andere Erklärung, als die Annahme, dass ihre Fortsetzung unter den Alpen liegt. Der knapp ausserhalb des Flysch-Randes stehende

Gneiss von Stockerau, dann die Beschaffenheit vieler lepontinischer Grundschollen an dem Südrande der östlichen Flysch-Zone, auch die Beschaffenheit der M. Blanc-Zone sprechen für diese Annahme. Am Südrande der Alpen gegen die Dinariden gelangt man aber vor ganz dieselbe Frage und die einzige Antwort ist: die Fortsetzung der Alpen liegt unter dem karnischen Gebirge und den Dinariden. Der karnische Unterbau scheint aber gegen W. und SW. an der Basis der Dinariden rasch zu verschwinden; er fehlt im Fenster von Recoaro (III, 440) und auch am vorpermischen Gneiss der Cima d'Asta, aber an keiner dieser Stellen werden alpine Spuren unter den Dinariden sichtbar.

An dem Kopfe der Dinariden, an der Brenner-Strasse, folgt zwar das Streichen der alpinen Züge dem Umrisse dieses Kopfes und des eingeschalteten Granites von Brixen, als wären sie gewaltsam nach vorwärts gedrängt, aber dieser schiebende Einfluss dürfte kaum weit über Sprechenstein hinausreichen. Es wurde gesagt, dass der Tonalit-Gürtel anzeige, dass die Dinariden nie sehr weit über ihre heutige Grenze gegen N. gelangt seien, und alle weiteren Umstände bestätigen diess, aber daraus ist nicht zu folgern, dass nicht weitgehende unterirdische Ueberdeckung bestehe.

## Fortsetzung der Alpen gegen Nordost und Ost. (I, 246, 285).

Die Kalk-Alpen verschwinden an der Thermenlinie von Baden. Die inneren Zonen der Alpen, mit ihnen nach allem Anscheine die lepontinische Kalk-Zone des Semmering, streichen wie der Flysch gegen NO. fort, verlieren sich aber schon im Rosalien-Gebirge. Diesem folgt nicht mehr eine geschlossene krystallinische Zone, sondern eine Reihe vereinzelter Kerne. Der einheitlich über verschiedenartiges Vorland ziehenden Flysch-Zone im Norden der Karpathen steht ein höchst unregelmässiger Umriss im Süden gegenüber, dessen Unregelmässigkeiten noch auffallender wären, wenn nicht Ergüsse von Trachyt und Anhäufungen von Asche einigen äusserlichen Zusammenhang herstellen würden. Insbesondere ist es das Quellgebiet der Theiss, das von Süden her so tief in die Karpathen eingreift, dass diese fast nur durch die Flysch-Zone vertreten sind.

Knapp westlich von dieser Theilung liegt das östliche Ende des oberungarischen Gebirges, das durch 140 Kilom. zwischen den Flüssen Gran und Hernad von W. gegen O. ausgestreckt ist. Die Städte Neusohl und Kaschau bezeichnen seine Endpunkte. Es ist das einzige Stück der östlichen Karpathen, welches an Ausdehnung etwa einem Theile einer krystallinischen Innen-Zone vergleichbar wäre. In Bezug auf seinen Bau ist man fast ganz auf ältere Beobachtungen, insbesondere auf jene von Stur angewiesen, und Uhlig hat das Bekannte zusammengefasst. Erwähnt mag nur sein, dass ein palaeozoischer Zug, in dem Carbon vertreten ist, mit NO.-Streichen den O. von Dobschau liegenden Theil der krystallinischen Felsarten abtrennt, dass der ganze Nordrand von Trias und Jura in alpiner Entwickelung begleitet ist, diese mit auffallend flacher Lagerung (Murány-Plateau) tief in das Gebiet der alten Felsarten eingreifen und in ebenso flacher Lagerung im Süden (Bük-Gebirge) vorhanden sind.[1]

Im Norden und im Westen des oberungarischen Gebirges erheben sich vereinzelte, zumeist im Sinne des Streichens gestreckte Kerne von Gneiss und Granit, begleitet von Trias und Jura und umgeben von tertiären Schichten. Leitha-Gebirge und kleine Karpathen sind die ersten. Ihnen folgen Inowec (l. Ufer des Waag-Flusses), Tribec (l. Ufer des Neutra), Sucha und Mala Magura, Zjar (Scheide zwischen Neutra und Dunajec) und Andere. Die bedeutendste dieser vereinzelten Massen ist die Hohe Tatra, N. von oberungarischen Gebirge. Sie ist von O. gegen W. gestreckt, 50 Kilom. lang, etwa 15 Kilom. breit, und einige Gipfel übersteigen 2600 M. Sie ist der höchste Theil der Karpathen.

Der Weg, welchen die tektonische Erfassung der Tatra gegangen ist, gleicht jenem, der zum Verständniss der Glarner Faltung geführt hat, und ist wie dieser ein Erfolg der vergleichenden Methode. Zuerst wurde der Thatbestand so gewissenhaft als möglich festgestellt. Eben die Genauigkeit dieser Beschreibung ermöglichte dem Entfernten neue Gedanken und neue Querprofile einzuführen. Zustimmend fügte dann zu diesem neuen Gedanken der erste Beobachter aus der Fülle seiner Ortskenntnisse die Bestätigung.

Die erste Phase dieses Vorganges zeigt in Uhlig's Monographie die Hohe Tatra als einen Klotz von Gneiss und altem

Granit, der an seiner Nordseite in seinen höheren Theilen eine etwas lückenhafte Schichtfolge von alpinem Character und einige sublitorale Kennzeichen trägt, die hochtatrische Serie. Diese ist gegen N. gefaltet. An sie schliesst sich in den tieferen Theilen des nördlichen Gehänges eine zweite, weit vollständigere alpine Schichtfolge, die subtatrische Serie. Ihre Falten sind steil gegen N. geneigt.

Denselben Gegensatz der minder vollständigen hochtatrischen und der vollständigeren subtatrischen Serie traf Uhlig an anderen vereinzelten Gebirgsmassen. Die Folgerung war, dass jede dieser Massen eine alte Insel sei, dass die hochtatrische Serie ihre natürliche Bedeckung, die subtatrische die Bildung des tieferen Meeres, ferner dass die an der Nordseite der Tatra gegen N. geneigten subtatrischen Falten von N. gegen S. an die Tatra angepresst seien.[2]

So vollständig war die Arbeit dieser ersten Phase, dass in der zweiten M. Lugeon, ohne die Karpathen betreten zu haben, auf Grund westalpiner Erfahrungen die kühne Behauptung aufstellen konnte, die an der Nordseite der Tatra gegen N geneigten subtatrischen Falten seien nicht von N. her angepresst, sondern seien als eine selbstständige Decke von Süden her über die Masse der Tatra herübergetragen worden. Indem die Inseln zu Fenstern werden, beherrscht gleichmässige Bewegung gegen Nord das ganze Gebirge.[3]

Dieser Ansicht schloss sich Limanowski an, jedoch hinzufügend, dass auch eine Flysch-Decke mit den im Norden vorliegenden Klippen von S. über die Tatra gekommen und dinarischer Abkunft sei.[4]

Die dritte Phase endlich bezeichnen Uhlig's spätere, über den grössten Theil der Karpathen sich erstreckende Darstellungen. Hier wird Lugeon's Ansicht von der Verfrachtung der subtatrischen Decke gebilligt; dinarischer Einfluss wird für dieses Gebiet abgewiesen, aber Spuren dinarischer Facies werden für ein südlicheres Gebiet, das ungarische Mittel-Gebirge, auf Grund von Loczy's und Arthaber's Studien anerkannt. Die Stellung der Gneiss- und Granitmasse der Tatra wurde von Lugeon in Zweifel gelassen; Uhlig betrachtet diese selbst als schwebend.[5]

Auf Grund dieser letzten Ergebnisse wollen wir versuchen,

von der Südseite der Tatra ausgehend und allmählig den Blick erweiternd, den karpathischen Boden zu überschauen.

Die Niedere Tatra, ein OW. streichender Höhenzug, der als ein westlicher Theil des oberungarischen Gebirges angesehen wird, ist an ihrer N.-Seite von der subtatrischen Serie begleitet; subtatrischer Flysch folgt. Diesem gehört die breite, von Gletscherbildungen weit überschüttete Ebene an, die bis zum S.-Fuße der Hohen Tatra reicht.

Krystallinische Felsarten bilden den südlichen Abhang und alle Gipfel der Hohen Tatra. Ihnen ist auf der Nordseite in bedeutenden Höhen die hochtatrische Serie aufgelagert. Sie sind gemeinsam gegen N. gefaltet. Obercretacischer Mergel ist eingeklemmt.

Ueber diese ist in der That von Süden die subtatrische Decke herübergetreten, welche jetzt, gegen N. geneigt, die tieferen Theile des N.-Abhanges bildet. Ganz ähnliche Verhältnisse wiederholen sich in anderen von den vereinzelten Gebirgskernen, so dass die subtatrische Serie eine weit über die inneren Theile der westlichen Karpathen gebreitete Decke bildet, unterbrochen und zerrissen durch das häufige Hervortreten der tektonisch tieferen, aber orographisch in der Regel höheren hochtatrischen Decke. Darum vergleicht Uhlig die hochtatrische der Tauern-Decke und die subtatrische der ostalpinen Decke der Alpen.

N. von der Tatra gelangt man über gegen S. geneigtes Unter-Tertiär von mässiger Breite in die merkwürdige Zone der Klippen, die Pieninen-Zone. Landschaftlich tritt sie auf langen Strecken als eine Kette von Klippen aus dem grünen Flysch- und Kreide-Land hervor. In weitem Bogen umgibt sie von Mähren her die West-Karpathen, ragt aus den Trachyten im Norden der Theiss hervor und erstreckt sich weit in die Ostkarpathen. Ihre Länge beträgt mindestens 560 Kilom. Sie reicht aber wahrscheinlich im Südwesten bis in die Stadt Wien und die Alpen.[6]

Ihre Schichtfolge reicht von Trias-Dolomit durch eine äusserst mannigfaltige Serie bis in das Neocom, doch sieht man statt geordneten Ueberlagerungen in dieser ganzen mittleren Strecke Scherben von 10 und mehr Kilom. Länge bis auf wenige Meter herab, zumeist in der Richtung des Streichens verlängert, wohl

auch gruppenförmig geordnet, und zwei verschiedene Facies des Jura scheinen sich nebeneinander abzuscheiden. Die eine ist reich gegliedert und reich an Versteinerungen; die andere besteht aus Schiefer mit Posid. alpina und aus Hornsteinkalk mit Radiolarien, Aptychen und mit tithonischen, an anderen Stellen mit Neocom-Versteinerungen.

Diese Scherben sind gehüllt in obercretacischen, sandigen Mergel, auf dem sich die Bewegung vollzog. Gross und allgemein muss sie gewesen sein, denn Europa dürfte nur wenig mehr überraschende Landschaftsbilder darbieten, als diese nach rechts und nach links weit über den Gesichtskreis hinausstreichende Kette von schroffen Felsen, die wie ein riesiger Zaun dem Reisenden entgegensteht, der von Norden her sich der Hohen Tatra nähert.

Die allgemeine Neigung ist in den Klippen gegen S., d. i. gegen das Hochgebirge gerichtet. Lugeon hielt sie nach Uhlig's Ausdruck für eine „aufbrandende Stirnregion" und liess die Frage offen, ob sie mit einer der tatrischen Decken verbunden oder die Köpfe einer oder mehrerer selbständigen Decken seien. Diese letztere Meinung theilt Uhlig. Folgerichtig treten in seinem Querprofil die pieninische (versteinerungsreicher Jura und Neocom) und subpieninische (Hornstein-)Decke unter der Hohen Tatra hervor und wird diese selbst zu einer schwebenden Scholle.

In dem gesammten Gebiete der Alpen wurden die schwarzen Grestener Schichten mit ihren eigenartigen Brachiopoden nur in dem schmalen Saume zwischen Kalk-Zone und Flysch getroffen. In den Karpathen findet man ihre Spuren in verschiedenen tektonischen Horizonten. Von dem Radiolarien-Gestein des Jura sind sie nur in der Pieninen-Zone begleitet und dieser Umstand sowie die übereinstimmende Lage rechtfertigen Uhlig's Verbindung der karpathischen Klippen mit den Vorkommnissen von S. Veit in Wien.

So wie in den Ost-Alpen erscheint auch hier ausserhalb der Pieninen die breite Flysch-Zone. Die Arbeiten der geologischen Reichsanstalt, wie jene der galizischen Geologen haben eine Fülle von Beobachtungen geliefert. Die weite Ausdehnung, starke Bewaldung, Seltenheit der Versteinerungen und Gleichartigkeit der Sedimente haben es aber mit sich gebracht, dass erst nach langen Bemühungen und manchen Schwankungen einige Uebersicht erlangt werden konnte. Auch hier folgen wir Uhlig.[7]

Zwei Zonen sind zu unterscheiden von zum Theile gleichaltrigen Sedimenten mit verschiedener Facies, beide gegen Süd geneigt. Die innere ist Uhlig's beskidische Zone; der Magura-Sandstein ist ihr wichtigstes Glied. Nach N. gehend, kreuzt man tertiäre, unter diesen obercretacische, dann untercretacische Schichten und diese liegen auf tertiären Schichten der äusseren Zone. Die Unterkreide tritt in ansehnlicher Ausdehnung nur im Nordwesten, hauptsächlich in Schlesien auf. Sie ist durchzogen von Lagergängen von Teschenit, die aber älter sind als ihre Verfrachtung und nicht auf der Verfrachtungsebene selbst erscheinen. Mit der Unter-Kreide erscheinen grosse Blöcke ihres jurassischen Untergrundes; hieher gehört auch die Felsgruppe von Stramberg. Der Jura ist verschieden von jenem der Tatra und der Pieninen; manche Anklänge an das Vorland treten hervor. Hieher sind auch lose Vorkommnisse von Carbon und Blöcke von Granit und Gneiss, mit ihnen der oft genannte riesige Carbon-Klotz von Hustopetsch zu rechnen.[8]

Der Nordrand dieser Unter-Kreide ist der Nordrand der beskidischen Zone. Indem er dem Tertiär der äusseren Zone auflagert, löst er sich durch Erosion in Deckschollen auf und hart an seinem Rande haben Bohrungen durch die äussere Zone hindurch das flötzreiche Carbon erreicht.[9] (I, 247.) Diese beskidische Zone tritt durch ihre Vorberge in Mähren mit den Ausläufern der niederösterreichischen Flysch-Zone in Berührung und darf als die unmittelbare, bis nach Rumänien reichende Fortsetzung der helvetischen Alpen angesehen werden.

Ausserhalb dieser liegt Uhlig's subbeskidische Zone. Auch hier ist Ober-Kreide und Alttertiär vorhanden, aber das bezeichnende Sediment ist der Menilit-Schiefer. Hier treten neben zahlreichen tithonischen Blöcken die früher erwähnten Grundschollen und sonstigen Reste des variscischen, russischen und kimmerischen Vorlandes zu Tage. Die zahlreichen, oft bis 900 oder 1000 M. reichenden Bohrungen auf Erdöl geben ein deutliches Bild der Lagerung und kaum dürfte in Europa eine klarere Darstellung eines nicht durch ein Vorland beirrten Aussenrandes zu finden sein, als ihn Grzybowski und Miaczinski von dem Ozokerit-Revier von Boryslaw geliefert haben.[10] Eine Masse von S. fallender Ober-Kreide schiebt sich auf bis 45° S. fallender Wechselfläche über ein mittel-(und vielleicht alt-)tertiäres Schicht-

paket, das in Faltungen steil S. fällt und auf einer zweiten, flacheren Wechselfläche aufsteigt auf die mächtigen oligocänen Schichten von Dobrotow (Sandstein und Schiefer) und den ihnen aufliegenden miocänen Salzthon.

Es sind daher drei Schuppen vorhanden, von denen je die gegen Nord liegende die tiefere ist und aus jüngeren Schichten besteht. Ferner ergibt sich aus der Convergenz der Wechselflächen, dass die mittlere Schuppe gegen Süd und abwärts keilförmig enden muss, und dass der gesammte Druck auf die vorderste und nördlichste Scholle in dieser eine breite Anticlinale in Salzthon und Dobrotower Schichten erzeugt. Diese letzteren Schichten wurden in 1000 M. nicht durchbohrt. Sie neigen sich unter die höheren Schollen, ohne dass ihrer Anticlinale eine Synclinale folgen würde (vgl. Abschn. XXIII).

Diese Erfahrungen stimmen vollständig mit jenen an der Anticlinale der Schweizer Molasse überein. Auch diese ist die Folge eines allgemeinen, vom Hochgebirge kommenden Seitendruckes und auch hier folgt nach Arn. Heim's Beobachtungen und im Gegensatze zu älteren Ansichten der Anticlinale gegen das Gebirge hin keine Synclinale, sondern der Süd-Schenkel der Anticlinale geht (so viel die Sachlage sich ermitteln lässt) glatt unter die ersten Alpenketten hinab."

Uhlig nimmt an, dass in den Karpathen die Bewegungen schräge von unten her gekommen seien, erwähnt laminirte Decken, Zersplitterung der flach ansteigenden Wechselflächen und den Mangel an Wurzeln. Alle diese Angaben stehen in Einklang mit den Bohrungen in Boryslaw.

Die Karpathen sind deckenförmig gebaut, wie die Alpen, aber wie in den Alpen und namentlich wie in den Tauern sprechen viele Umstände dafür, dass eine nachträgliche Auffaltung der einzelnen Massen, wie Tatra, Fatra-Krivan u. A. stattgefunden hat.

Die helvetische Decke streicht von den Alpen herüber; die mittlere und obere Kreide zeigen ähnlichen nordischen Einfluss; dieser reicht noch in die Tatra; typische Gosau-Bildungen erscheinen erst weiter im Süden.

Die lepontinische Gruppe erleidet Abänderungen, insbesondere durch das Hinzutreten eines neuen, schon in den Ost-Alpen sichtbaren Gliedes, der Pieninen. Die hochtatrische Zone gleicht durch ihre tektonische Stellung den Tauern.

Aehnliches gilt von der subtatrischen Zone und der ostalpinen Decke. Beide sind in ihrem Gebiete das tektonisch höchste Glied. Es gibt auch einzelne accessorische Kennzeichen, welche sie verbinden; so erscheinen in den östlichen Theilen der Ost-Alpen verschiedene kleinere Vorkommnisse von Augit-Melaphyr; diese wiederholen sich in den kleinen Karpathen und im Osten.

Die Mannigfaltigkeit der ostalpinen Decke selbst bedarf noch weiterer Studien. Es lässt sich jedoch schon heute erkennen, dass trotz noch so auffallender, entfernter Isopie dennoch einzelne Decken schon auf der Strecke von den Westalpen zu den Karpathen Aenderungen erfahren, und dass bei der einstigen Auflösung der lepontinischen Gruppe allzu schematische Grenzen zu vermeiden sein werden.

Die Leitlinie der östlichen Karpathen prägt sich deutlich in der Curve des Aussenrandes so wie im Streichen der langen Moldau'schen Gneissmasse aus. Viele Umstände lassen erkennen, dass der Bau jenem der Ost-Karpathen ein ähnlicher ist, aber es besteht um so weniger die Absicht, Einzelheiten aufzuzählen, als Manches bereits im X. Abschnitte erwähnt wurde, so insbesondere das Erscheinen immer jüngerer Faltungen am Aussenrande, das Fenster am Paring, die Torsion, die vorpermischen Schollen innerhalb des Balkan und die lockere, junge und an ein freies Ende erinnernde Faltung des östlichen Balkan.

## Fortsetzung der Alpen gegen Süd und Südwest.
(I, 289.)

Schon in früherer Zeit haben weitblickende italienische Geologen, wie Brocchi, namentlich Savi, dann Cocchi, in Toscana Senkungen und zugleich den einstigen Zusammenhang der vorliegenden tyrrhenischen Inseln vorausgesetzt. Damals stützte man sich hauptsächlich auf das Auftreten des Pliocän. Im Jahre 1872 wurde die Vermuthung angedeutet, dass das ganze tyrrhenische Meer eine Senkung sei und dass hier die tektonische Fortsetzung der Alpen liege.[12] Später wurden die seismischen Ereignisse in Calabrien als Fortsetzungen dieses Senkungsvorganges angesehen (I, 303, Fig. 16).

Manches ist über das zunächst in Frage kommende Gebiet erwähnt worden, so das Wiedererscheinen der piemontesischen Alpen in NO.-Corsica, das NS.-Streichen auf Elba, auch Stein-

mann's Vermuthung einer grossen Verfrachtung. Die meridionale Richtung von Genua ist schon bei Spezia durch die allgemeine SO.-Richtung des Appennin ersetzt. Diese beherrscht auch die heftig gefalteten Apuanischen Alpen. Lotti hat bewiesen, dass ihre SO.-Fortsetzung, der 4 Kilom. breite Monte Pisano, aus einer flachen Anticlinale von Lias besteht, über deren ganze Breite mit gleicher Wölbung eine Decke von Ober-Trias, Rhätischer Stufe, Lias, Jura und Neocom liegt, so dass in dem ganzen Gebirge Trias über Lias auftritt.[13] Ebenso hat Lotti gezeigt, dass die grünen Gesteine des M. Argentario, in Uebereinstimmung mit einer älteren Ansicht De Stefani's, der Trias angehören und dass in der That die Gesteine der Apuaner Alpen, der Montagnuola von Siena, des M. Argentario und der Insel Giglio völlig übereinstimmen.[14]

Somit nimmt ein Zug von Gesteinen alpinen Charakter's von Corsica bis Orbetello die ganze Breite des Meeres ein. Er bleibt jedoch von dem Hauptzuge des Appennin getrennt durch die alten Felsarten, welche in der sog. Catena metallifera bei Gavorrano, Campiglia u. A. zu Tage treten.

Im Osten trifft man im Appennin nicht allenthalben die normale Richtung SO. Zwischen Spoleto und Rieti herrscht Str. NS. mit Ueberfaltungen gegen O. Bei Spoleto lagert nach Lotti's Angabe eine etwa 250 M. mächtige Tafel von Unter-Lias, 7 Kilom. lang und 5 Kilom. breit, auf der senonen Scaglia.[15] Dieses meridionale Streichen in Umbrien und gewisse Kennzeichen des Baues von Tunis veranlassten Haug, Leitlinien vom Sabiner Gebirge schräge über das tyrrhenische Meer gegen Cap Bon und Biserta zu ziehen, unter Ausschliessung der Basilicata, Calabrien's und Sicilien's.[16] Obwohl die meridionale Richtung gegen Süden fast bis Tivoli bemerkbar ist, muss sie doch als Ausnahme angesehen werden, denn normale SO.-Ketten sind sowohl im Westen als im Osten vorhanden und weiter im Süden streichen die M. Lepini gegen SO. quer diese vermutheten Leitlinien.

Es ist möglich, dass die älteren Gesteine der Catena metallifera einen gewissen Einfluss auf die Ablenkung im Sabiner Gebirge genommen haben. Sie verhalten sich aber keineswegs als ein stauendes Vorland, denn auch die östlich gelegenen umbrischen Ketten sind gegen O. gefaltet und Lotti meint sogar, dass in der Catena metallifera ein ursprünglich mehr meridio-

nales Streichen bemerkbar sei, welches durch das allgemeine SO.-Streichen nachträglich beeinflusst wurde.[17]

Wir wenden uns viel weiter gegen Süden.

An der Westseite des Busen's von Tarent erweitert sich der Unterlauf des Flusses Crati zu der breiten Ebene von Sybaris. Dabei trennt er das schroff abfallende Trias-Gebirge von Lagonegro und die im Osten vorliegende Kreide- und Eocän-Zone von dem krystallinischen Gebirge Calabrien's- Der Fluss Sinni durchquert die Kreide- und Eocän-Zone. Nicht sehr weit von Latronico nimmt er das Flüsschen Frida auf, und hier hat Viola mitten im gefalteten Gebirge eine ansehnliche Entblössung von krystallinischem Schiefer und Amphibolitschiefer getroffen. Die Stelle liegt wohl 50 Kilom. entfernt von den krystallinischen Felsarten der Sila.[18]

Zwischen dieser Stelle und dem Tyrrhenischen Meere erhebt sich das Trias-Gebirge von Lagonegro. Untere Trias fehlt. Nach De Lorenzo ist es enge gefaltet, zum Theile gegen O. überfaltet; vielleicht ist es an dem krystallinischen Gesteine der Frida gestaut. Das Streichen ist NS. Lias liegt discordant gegen den Hauptdolomit. Kreide und Eocän breiten sich mit neuer Discordanz über den ganzen Aufbau. De Lorenzo hebt hervor, dass den höheren Schichten das normale SO.-Streichen des Appennin, abweichend von dem NS.-Streichen der Trias, zukommt, so dass hier zweifaches Streichen vorhanden wäre.

Baldacci und Viola haben in einem lehrreichen Berichte die Art der Einfügung dieser nach ihrer Schätzung wohl 3000 M. mächtigen Trias-Kalke und Dolomite in das Gefüge des Appennin kennen gelehrt. Die Trias zieht gegen N. über Paterno, Padula und Marsiconuovo, dann über Potenza, dabei nur wenig gegen NNW. abgelenkt, und erreicht die Berge von S. Fele, nicht weit vom Aussenrande des Appennin, im Süden des Vultur. Nachdem die Richtung im Norden NW. geworden, wendet sie sich nun fast rein W. und die Trias erreicht den inneren Theil der Halbinsel von Sorrent im Norden von Salern und gegen Amalfi hin auch den innersten Theil des Meerbusens. Auf diese Weise verräth sich eine bogenförmige Leitlinie, die etwa von Castrovillari am Crati nach S. Fele und von hier gegen Salern zieht. Baldacci und Viola nennen sie den Tyrrhenischen Halbkreis.[19]

Von dem nördlichsten Theile hat De Lorenzo eine Schilde-

rung gegeben. Schon nahe bevor sie erreicht ist, noch innerhalb des NW.-Streichens, stellen sich an der Süd-Seite der Trias grosse Längsbrüche ein, welche die Innenseite des Bogens in Staffelbrüchen absinken lassen, während die äussere Schichtfläche gegen den Vultur, d. i. gegen NO. geneigt ist. Innerhalb des gefalteten eocänen Flysch erhebt sich der Vulcan; der Flysch nimmt Theil an den Staffelbrüchen. Aehnliche Staffelbrüche scheinen den Süden der ganzen W.-Hälfte des Halbkreises zu begleiten und sind namentlich N. von Salern und innerhalb der Halbinsel von Sorrent bekannt geworden. Für Capri (zum Theile auch für die Halbinsel) werden sie aber von Rovereto bestritten, der einen anderen Bau und für Capri deckenförmige Ueberschiebung annimmt.[20]

Es ist nicht sicher, ob hier bereits das Ende des Trias-Zuges erreicht ist. Die nächste, jenseits der Vulcane von Neapel zu Tage tretende Spur des Appennin ist der vereinzelte M. Massico im Flachlande des Volturno. Es ist Kreide-Kalk und unter ihm Hauptdolomit mit Gerv. exilis.[21] Der Unterbau der vulcanischen Ponza-Inseln wird an der Nord-Seite der nördlichsten Insel, Zannone, sichtbar; auch hier erscheint der Hauptdolomit mit Gerv. exilis, dabei ein gleichfalls zur Trias gehöriger sericitischer Schiefer und etwas Eocän.[22] In den M. Lepini herrscht Kreide-Kalk; das weit vorspringende Cap der Circe ist ein vereinzelter Fels von Lias mit einem eocänen Lappen.[23]

Calabrien (I, 289). Südlich vom unteren Crati liegt ein Land, das in seiner äusseren Gestalt vom Appennin sehr abweicht. Breite, von jüngeren Meeresbildungen erfüllte Thäler trennen die Höhen, so dass diese einen nicht geringen Grad von Selbstständigkeit erreichen. Der obere Crati scheidet die breite Masse der Sila im Osten, von der langen und schmalen Masse der Catena litorale (M. Cocuzzo) im Westen. Jenseits der Quellen des Crati, bei Martirano und Nicastro, vereinigen sich Ost und West. Nun theilt die Einschnürung zwischen dem Golf von Squillace und jenem der S. Eufemia das nördliche vom südlichen Calabrien. Im Süden zieht die langgestreckte Serra gegen SSW. und vereinigt sich mit dem Aspromonte. Das Thal der Mesima scheidet sie im Westen von der kleinen vaticanischen Masse (M. Poro) und die Strasse von Messina trennt den Aspromonte von seiner natürlichen Fortsetzung, dem Peloritanischen Gebirge auf Sicilien.

Cortese unterscheidet die folgenden Glieder des krystallinischen Gebirges. Alter Hornblende-Gneiss und Glimmer-Schiefer bilden nur den Aspromonte und den benachbarten Theil des Peloritanischen Gebirges. Ihm folgt ein mächtiger, vielgestaltiger Phyllit, gegen oben zuweilen mit Zwischenlagen von Augen-Gneiss oder mit Uebergängen in sericitische und Talk-Schiefer. Ueber diesem lagert in grosser Ausdehnung granatführender Gneiss, zumeist echter Kinzigit, völlig jenem von Ivrea gleichend, und begleitet von granatführendem Schiefer. Endlich tritt in sehr grosser Menge Granit zu Tage. Er durchbricht in zahlreichen Gängen die tieferen Gesteine und breitet sich an der Oberfläche aus. Aus zwei Stellen erscheint in etwas grösserer Ausdehnung Tonalit; Diorit und Gänge von Porphyr treten auf. Der Granit bedeckt fast die ganze Serra und ein bedeutendes Stück der vaticanischen Masse.[24] Auch die Sila wird genannt, aber für diesen Gebirgsstock gilt nach Fucini's Beobachtungen diese Gliederung nicht. Hier ist Granit das älteste Gestein; Phyllit und etwas Gneiss liegen ihm auf; dann folgt ein dem Carbon des M. Pisano und der Alpen gleichender Schiefer.[25]

Im Norden, wo der Granat-Gneiss der Cat. litorale unter das Trias-Gebirge tritt, liegt unter ihm und über dem Phyllit ein aus Diabas hervorgegangener Grünschiefer. Serpentine erscheinen an verschiedenen Stellen und in einzelnen Strecken wird die Aehnlichkeit mit den Pietre verdi der Alpen so ausserordentlich, dass Lovisato sie als eine Fortsetzung der grünen Gesteine der Alpen ansah.[26]

So abweichend dieser Unterbau von anderen Theilen des Appennin ist, eben so abweichend ist auch die Vertheilung der Sedimente.

Phyllit, Kinzigit und grüne Schiefer bilden den grössten Theil der Catena litorale; diese erreicht, wie eben gesagt wurde, das Trias-Gebirge des Norden's. Das geschieht bei S. Agata am Esaro. Völlig getrennt davon liegt an der Küste bei Cetraro noch ein Stück schwarzen Kalkes. Ein weit grösseres Stück, etwa 8 Kilom. lang, sehr schmal, scheinbar horizontal geschichtet, wohl über 200 M. mächtig, krönt den ganzen Kamm des Cocuzzo (1542 M.) und beherrscht weit und breit das Land. Weitere kleinere Schollen reichen südwärts bis Malito (WSW. von Rogliano) 56 Kilom. von S. Agata, Megalodonten und Diploporen bezeichnen diesen Kalkstein.[27]

Der grosse südliche Abfall der Trias weicht von S. Agata gegen NO. bis Castrovillari zurück und sie verschwindet dann unter der Kreide. Vor dem Abfalle wird die Ebene breiter und 10 Kilom. SO. von Castrovillari ragen aus dieser Ebene noch zwei vereinzelte Kuppen von Trias hervor; 10 Kilom. am südlichen Rande der Ebene treten die alten Phyllite der Vorhügel der Sila zu Tage. Der Crati durchschneidet hier in seinem Buge zwischen Terranova und Spezzano Albanese noch eine Scholle von Kalkstein. Im J. 1871 führte mich der Weg in Gesellschaft meines verewigten Freundes G. v. Rath an diese Stelle. Wir fanden Crinoiden und zweifelten nicht, dass es ein Ausläufer der mächtigen Kalkwände sei, die sich auf der N.-Seite des Crati-Thales in voller alpiner Pracht erheben. Lovisato und Fucini haben dieselbe Meinung geäussert. Der erstere fügt hinzu, dass der Kalkstein von Terranova auf Glimmerschiefer oder grünem Schiefer ruht, aber gegen diese keine scharfe Grenze zeigt. Wiederholter Wechsel tritt ein; dünne Lagen von Cipollin erscheinen usw. Aehnlich äussert sich auch Fucini.[28]

Hiemit enden nach den bisherigen Erfahrungen am Crati die Spuren der Trias.

Dass der Granit der Sila für älter als die begleitenden Schiefer gehalten wird, ist bereits gesagt worden. Diesen Gesteinen ist S. von Rossano, an dem jonischen Abhange, eine Gruppe versteinerungsreicher mesozoischer Schollen aufgelagert. Fucini, Greco und Di Stefano haben sie untersucht.[29]

Das wesentlichste Stück ist eine 17—18 Kilom. lange Scholle von Lias, theils auf Granit, theils auf Schiefer gelagert, gegen SO. gestreckt. An ihrem W.-Rande liegt Longobuco. Nach der Karte 1 : 100.000 ruht sie im Osten in der Tiefe des Trionto-Thales in 300 M. auf Granit auf und erreicht an ihrem westlichen Rande auf dem M. Palepito 1481 M.; nahe davon erreicht der Granit 1431 M. Sie steigt an und zeigt zugleich Faltung. Im ganzen scheint sie eine gegen O. offene Synclinale zu sein. Das tiefste Glied ist eine Anhäufung von Blöcken und Geröllen mit Lagen von Sand und Spuren von Pflanzen.[30] Nach oben steht es in Verband mit Kalkbänken des Unter-Lias; Mittel-Lias ist wenig vertreten, dagegen Ober-Lias sehr verbreitet, stellenweise übergreifend auf Granit.

Im Norden, bis in die Nähe der Stadt Rossano tritt eine

Reihe anderer, kleinerer und zum Theile ganz kleiner Schollen auf. An einer Stelle liegt auf altem Schiefer der Rest einer Bank von Rhynchon. Clesiana. Gleichfalls auf Schiefer ruhen zwei oder drei kleine Schollen von röthlichem Kalk mit der Fauna der Stufe von S. Vigilio, mit beigemengten Stücken des Untergrundes. Zwei kleine Schollen von tithonischem Aptychen-Kalk liegen theils auf diesem röthlichen Kalk und theils auf Granit.

Mitteleocäne Nummuliten-Schichten liegen auf den verschiedenen eben genannten Stufen. Längs des Meeres bilden sie eine längere, SO. streichende, allerdings unterbrochene Zone. Auch sie beginnen mit einem Grundconglomerat.[31]

Das Ergebniss ist daher: Trias fehlt. Alle anderen Stufen sind autochthon, das beweisen die wiederholten Grundconglomerate. Sila war seit dem unteren Lias eine felsige Untiefe oder Insel, wurde aber dennoch von Faltungen beeinflusst.

Von den Trias-Schollen der Cat. litorale und von Terranova liegt kein Beweis vor, dass sie autochthon seien.

Der eocäne Saum an der jonischen Küste verschwindet, wird von Ciro an wieder sichtbar und verschwindet neuerdings unter dem breiten Flachlande von Cotrone, das sich bis zum Golf von Squillace und der Einschnürung der Halbinsel erstreckt. Hier, bei Catanzaro, in der sogenannten kleinen Sila und bis zur Westküste ist kaum etwas auffallender als die Mannigfaltigkeit krystallinischer Kalke, die in engem Verbande mit Diorit, Granit oder Kinzigit auftreten. Sehr schöne Beispiele des Eindringen's von Eruptiv-Gestein in geschichteten und heftig gefalteten Kalk oder Kalk-Schiefer sind auf dem Wege von Catanzaro nach Tiriolo sichtbar. Schnüre von Granaten begleiten die Schichtflächen.

Alle diese Kalke werden zwar für archaisch angesehen, aber immer wieder trifft man auf Zweifel. Lovisato sagt, er wolle weder behaupten noch läugnen, dass die oberen Bänke zur Trias gehören. Cortese gesteht, dass er sie für jünger, etwa für permisch gehalten und sie nur wegen ihres krystallinischen Kornes und der innigen Verbindung mit granatreichem Schiefer zu den archaischen Gesteinen gestellt habe.[32]

Schon von der Westküste bei Amantea her legt sich auf die Gesteinsgruppen, welche die krystallinischen Kalke umschliessen, eine Anzahl zerstreuter Felsen von weissem Kalkstein, zu welchen auch der bekannte Fels von Tiriolo auf der Höhe des Sattel's

von Catanzaro gehört. Man findet Ellipsactinien, Korallen, in der weiteren südlichen Fortsetzung auch Nerineen. Sie werden zum oberen Jura, in neuerer Zeit zur Kreide gerechnet und geben wenigstens eine obere Grenze für das Alter der krystallinischen Kalke.

Diese jüngeren Kalke vereinigen sich zu einzelnen längeren Zügen und umgürten, sichtlich in einstigem Zusammenhange, auch den Osten des Aspromonte. Sie bilden im Vereine mit etwas Cenoman von africanischem Typus und obereocänem und oligocänem Flysch von Stilo her einen Saum, dessen Schichten an mehreren Stellen steil gegen das jonische Meer geneigt, wohl auch gefaltet sind. Die weissen Kalke von Jura oder Kreide reichen bis nahe an Cap Spartivento, während der Flysch den ganzen Süden der Halbinsel über Capo d'Armi hinaus umgibt.[33]

Sicilien. In der Betrachtung des NO.-Theiles der Insel folgen wir Di Stefano und Cortese.[34] Dem von Calabrien herübergreifenden alten Gebirge sind zunächst discordant die „Strati di Ali" aufgelagert, eine Serie von Quarzit, violettem Schiefer und Jaspis, wechselnd mit braunem Kalkstein; auch zelliger Kalkstein mit Gyps wird erwähnt; grauer, dünngeschichteter Kalk bildet das Capo di Ali. Die Beziehungen dieser Serie zu der nächstfolgenden sind nicht kennbar.

Die zweite, südlichere Schichtfolge beginnt mit einem gleichfalls dem alten Gebirge discordant auflagernden weinrothen Conglomerat, seiner Beschaffenheit nach dem Rothliegenden sehr ähnlich. Es ist nach oben durch sandige Mergel verbunden mit Bänken von Kalk und etwas Dolomit, die in Menge Gastropoden des Unter-Lias von Palermo enthalten. Gegen oben stellt sich in felsigen Massen Dolomit ein und diese Schichtfolge mag 200 M. erreichen; darüber folgt eine reiche Meeresfauna, die noch immer Unter-Lias ist.

Der Mittel-Lias, wenig entwickelt, ist grauer Crinoiden-Kalk mit Arten von Hierlatz.

Ober-Lias erreicht bis über 300 M.; im unteren Theile sind es Leptaena-Schichten, im oberen geschichteter Kalkstein und Fluhenmergel mit Hildoc. bifrons. Dogger ist durch die Stufe von S. Vigilio vertreten, und zwar durch Bänke mit Rhynch. Clesiana und Rhynch. Vigilii; stellenweise trifft man eine Lage mit Harpoc. opalinum und solche mit Posid. alpina. Nun folgen

die alpinen Klaus-Schichten mit Rhynch. Berchta, verschiedene Stufen des Malm bis zum Tithon, endlich Kreide und Tertiär.

Diese Serie stimmt, wie allseitig erkannt ist, in sehr auffallender Weise mit jener von Rossano an der NO.-Seite der Sila überein. Die Einschaltung von Dolomit in Unter-Lias bildet den wesentlichsten Unterschied, aber hier wie dort fehlt die ganze Trias, wofern nicht die Schichten von Ali davon eine Spur sind. Man sieht auch wie dort Transgressionen des Ober-Lias; ebenso greift Tithon über die verschiedensten Unterlagen. Kreide und Tertiär greifen auf das alte Gebirge über. Es ist zu bemerken, dass am nördlichen Gehänge, bei Castroreale oberhalb Barcellona, von Seguenza zwischen Alttertiär und Gneiss noch ein Rest des africanischen Cenoman mit Ostrea scyphax entdeckt wurde.

Unter dem Lias erscheint gegen die Mitte der Insel reich gegliederte Trias und an einer Stelle, am Fluss Sosio, im südlichen Theile der Provinz Palermo, auch marines Perm. Aus den umfangreichen Studien G. G. Gemmellaro's ist ersichtlich, dass in Sicilien die Abgrenzung der dinarischen und der alpinen Facies nicht besteht. Das marine Perm (Trogkofel-Schichten, III, 436) ist ein sehr bezeichnendes Glied der Dinariden, tritt knapp an die Grenze der Alpen, wurde jedoch noch nie in den Alpen getroffen. Hier erscheint es neben den typischen Hallstätter Schichten der Alpen, z. B. neben der Fauna der Zone des Trachyc. aonoides.[35]

Die Schichten von Sosio sind das älteste Gestein ausserhalb des peloritanischen Saumes, aber die ganze Insel ist von mesozoischen Schichten unterlagert. Trias erscheint auch SW. vom Aetna und Harpoc. opalinum tritt noch im äussersten Westen bei Trapani auf. Die Trias streicht von den Madonien aus längs der N.-Küste gegen W., ein zweiter Arm quert die Mitte der Provinz Palermo und erstreckt sich in vielen einzelnen Vorkommnissen bis zum M. San Calogero di Sciacca an der Südküste. Ueber den Bau herrscht Meinungsverschiedenheit. Lugeon und Argand setzen eine weite Verfrachtung voraus, von Norden her über das westliche Sicilien bis an die Südküste sich erstreckend, und vermuthen, die krystallinischen Massen Calabrien's seien gleichfalls verfrachtet. Di Stefano bestreitet so grosse Bewegungen. Die Entscheidung hängt von weiteren Untersuchungen ab.[36]

Vorhandene Spuren deuten auf ein versenktes granitisches

Land. Seit lange wurde bemerkt, dass Blöcke von Granit, Syenit, Porphyr u. A. in Menge über den Appennin ausgestreut sind, und Capellini vermuthete, dass die versenkte Tyrrhenis ihre Heimath sei. In Umbrien sind sie im Flysch klein; ihr Hauptlager ist das mittlere Miocän. An einzelnen Orten sind sie auch von Trias und grünen Gesteinen und von Felsarten, die bis zum Eocän reichen, begleitet. Am M. Deruto (unweit Foligno) vermuthete Ang. d'Ossat Herkunft aus der Catena metallifera, folglich aus Entfernungen von 60—100 Kilom. und warf schon im J. 1900 die Frage auf, ob sie etwa gleich den fremden Geröllen der Schweizer Molasse Reste von Decken seien.[37]

Deecke, der sie im Süden, in der Umgegend des Vultur, kennen gelernt hatte, zweifelte nicht an der Herkunft aus dem Westen. Baldacci und Viola trafen diese Fremdlinge in so grosser Menge im Norden des Busens von Policastro, aber auch auf der entgegengesetzten Seite des hohen Trias-Gebirges von Lagonegro, dass sie den Bestand zweier von Calabrien ausgehender Aeste krystallinischer Felsarten vermutheten, im Osten gestützt auf die Vorkommnisse an der Frida.[38]

Von Fuscaldo (N. von Paolo) beschrieb G. v. Rath ein wohl 100 M. mächtiges, unter geneigten Tertiär-Schichten liegendes Conglomerat von bis über 1 M. grossen Blöcken eines fremden Granitit's und wurde gleichfalls an die Nagelfluhe des Rigi erinnert.[39]

Bemerkenswerth ist das von Cortese beschriebene Auftreten unter dem miocänen Gyps, so z. B. bei Gerace in O.-Calabrien und bei Garistoppa (N. von Caltanisetta) in der Mitte Sicilien's.[40] Im Uebrigen gewahrt man in O.-Calabrien manche ähnliche Anhäufungen, die ohne Zweifel nur alte örtliche Fiumaren sind.

Die angeführten Beispiele mögen hinreichen, um die Ansicht zu bekräftigen, dass ein grosses, zum Theile granitisches Gebirge dereinst im Westen der Halbinsel bestand.[41]

Es scheint, als würden nun zwei unterscheidbare Elemente auftreten. Das erste wäre ein alpines Gebirge, die von NO.-Corsica, Elba und dem Argentario herabstreichende mannigfaltige Fortsetzung der Alpen, deren östlicher Theil der Appennin ist. Diesem würden die fremden Granite angehören, die Trias von Lagonegro und von Sicilien und als Ausläufer oder als vorgeschobene Deckschollen die Trias auf der Catena litorale.

Das zweite Element wäre Calabrien sammt NO.-Sicilien. Dieses ist nicht ein eigentliches Vorland, sondern scheint in dem Appennin im grossen Maassstabe eine ähnliche Stellung einzunehmen wie die Catena metallifera und wie sie für die Masse von Mouthoumet vor den Pyrenäen zu schildern sein wird. Es ist gewiss von einem Theile der Appenninen-Faltung umfasst.

In Sicilien selbst scheiden sich zwei Gebiete, eines in NO., mit Rossano übereinstimmend, in dem die versteinerungsführende Reihe mit autochthonem Unter-Lias beginnt, und ein anderes, den ganzen Rest der Insel umfassend, dessen Serie von marinem Perm an fast vollständig sein dürfte.

Der mediterrane Atlas. In diesem Gebirge wiederholt sich, südwärts gewendet, der Bau des Appennin (I, 291). Eine erste Zone ist vulcanisch und liegt zum Theile auf Inseln; eine zweite ist durch Massen von Gneiss und altem Schiefer bezeichnet, bildet Halbinseln und folgt der Küste; südlich von dieser trifft man auf lange Falten sedimentären Gebirges, die bis an die Sahara reichen.

So ist es im Grossen. Im Einzelnen tritt aber mancher abweichende und sehr bedeutsame Zug hinzu. Insbesondere verschwinden im Osten die Gneissmassen schon W. von Bona und innere Faltenzüge streichen in langen flachen Bogen gegen ONO. und NO. zum Meere. Endlich tritt in Tunis ein völliges Umschwenken ein, wobei die Kulissen über Feriana aus ONO. allmählig in NO. übergehen und als Reihen von Brachyanticlinalen, begleitet von Längsbrüchen, mit der Richtung NNO. über Zaghouan die Bucht von Tunis erreichen. Das beweist namentlich Pervinquière's Entwurf der Leitlinien von Tunis.[42]

Als besonders lehrreich für die hier behandelten Fragen wählen wir den Tell von Oran, für den eine klare Darstellung von Gentil vorliegt.[43] Der Tell von Oran beginnt im Gebiete der Traras, W. vom Flusse Tafna, streicht unter wiederholten Unterbrechungen gegen NO., bleibt durch die Sebcha vom Binnenlande getrennt und taucht zwischen der Stadt Oran und Cap Falcon in's Meer.

Die Traras-Berge sind eine gegen NO. gestreckte Masse von altem Schiefer, von einem Granitstocke (Gr. von Nedroma) durchbrochen. Auf diesem Schiefer liegt discordant ein eisenhältiges Conglomerat und sodann der mächtige Kalkstein des

Lias, ferner andere Stufen des Lias bis Hildoc. bifrons, Schiefer mit Posid. alpina, dann die Oxford-Stufe. So weit ist Aehnlichkeit mit der Serie von Taormina und Rossano unverkennbar,

Im Dj. Skouna tritt dieselbe Schichtfolge unter Basalten hervor; sie bildet weiter gegen NO. vereinzelte Hügel, wird unter den Laven und Breccien des jungen Vulcan's Tifarouin sichtbar und erreicht endlich in den langen Falten des Sahel d'Oran die Bucht von Oran.

Die gesammte Länge des Tell von Oran beträgt 120 Kilom. An einzelnen Stellen tritt zwischen Lias und dem alten Schiefer gypsführender bunter Mergel mit plattigem Kalkstein auf. Das ist die Vertretung der Trias. Ferner liegt an der SW.-Seite der Traras, grösstenteils auf dem Granit von Nedroma, eine mehr als 200 M. mächtige Anhäufung von Blöcken, verbunden durch dunkelrothen Sandstein, auch mit Bänken von ähnlichem Sandstein, der Puddingstein der Beni Menir. NO. von den Traras, jenseits des Flusses Tafna bei Kef el Goléa traf Gentil diese rothe Ablagerung von Beni Menir unter der gypsführenden Trias. Sie vertritt daher in der That das Rothliegende und muss von dem Grund-Conglomerat des Lias getrennt werden. Wahrscheinlich sind auch die rothen, von violettem Schiefer begleiteten Conglomerate des Cap Falcon und des Löwenberges bei Oran von permischem Alter (I, 295). Wahrscheinlich liegt eine weitere Fortsetzung des Tell auf Cap Ferrat.

Viel weiter gegen NNO., in der Gebirgsmasse von Milianah (S. von Cherchel) hat Gentil nicht nur die Ablagerung von Beni Menir und die violetten Schiefer des Cap Falcon, ferner über ihnen etwas gypsführende Trias gefunden, sondern auch Porphyrite.[44] Auch die alten Schiefer sind vorhanden und in dem Gebirgs-Zuge von Blidah, welcher die östliche Fortsetzung der Masse von Milianah ist, liegt nach Ficheur der Lias-Kalk unmittelbar auf diesem Schiefer.[45]

Diese Erfahrungen, die Beschaffenheit der Ablagerung von Beni Menir, das Hinzutreten der Porphyrite, die discordante Lagerung auf altem Schiefer und die Ueberlagerung durch Gyps der Trias, zeigen, dass hier das Rothliegende des Hohen Atlas wiederkehrt, dessen höchste Gipfel zum Theile aus permischem Porphyrit bestehen. Die alten Schiefer des Tell von Oran, von Milianah und Blidah sind daher sammt dem Granit von Nedroma

Theile der Altaiden und sind den jungen Falten in ähnlicher Weise einverleibt wie die M. Blanc-Zone den Alpen.

Hiemit wird neuerdings die Frage nach der Bedeutung der violetten Schiefer und der wenn auch geringen Spuren von Gyps angeregt, die in NO.-Sicilien als „Schichten von Ali" dem Peloritanischen Gebirge unmittelbar auflagern. Wie schwierig aber der Nachweis von Trias oft ist, ergibt sich daraus, dass viele erfahrene Beobachter bis über 1890 herauf den Bestand von Trias in Algerien gar nicht oder kaum anerkannten, obwohl sie über das ganze Land ausgebreitet ist und sogar die grossen Schotts ihren Salzgehalt aus der Trias ziehen.[46]

Trias besteht hier, wie erwähnt, aus buntem Mergel mit Gyps, Anhydrit und Salz, ferner aus Rauchwacke und plattigem Kalkstein. In dem Letzteren wurden bei Constantine Myoph. vulgaris und Gevill. socialis des deutschen Muschelkalkes getroffen und M. Bertrand betonte die völlige Uebereinstimmung mit der Trias der Provence.[47] Von einer anderen Stelle wird Myt. psilonoti erwähnt. Im centralen Tunis fand Pervinquière Myoph. Goldfussi und Ostrea Montis caprilis. Die gypsführenden Mergel haben aber wie die Trias des Jura-Gebirges und wie das Salz-Gebirge der östlichen Kalk-Alpen einen so grossen Theil der Gebirgsbewegung auf sich genommen, dass sie sehr oft ausgewalzt oder zermalmt sind und dass die Platten-Kalke nur als eingeknetete Scherben kennbar werden. Sie scheinen auch die Neigung zu besitzen, sei es durch Aufquellen des Anhydrit's, sei es lediglich durch den Seitendruck, in einzelnen Dislocationen aufwärts zu dringen und die Umgebung aufwärts zu schleppen. Daher mag es gekommen sein, dass Salzstöcke und manche Gypsstöcke durch lange Zeit für eruptiv gehalten worden sind.[48]

In den gequälten gypsführenden Mergeln treten fremde Blöcke auf, deren Grösse einige Meter erreichen mag. Sillimanit- und Granatgneisse, Granulite und Glimmersyenite sind auch anstehend in der Unterlage bekannt und mögen mitgetragene Grundschollen sein. Daneben erscheinen jedoch mannigfaltige Intrusiv-Gesteine. Gentil, welcher diesem Gegenstande besondere Aufmerksamkeit zugewendet hat, nennt Ophit (zumeist Diabas mit ophitischer Structur), Diorit, auch Quarz-Diorit und Dipyr-Diorit und Gabbro und meint, dass sie alle auf gemeinsamen Ursprung wiesen. Alle sind intrusiv, fast ausnahmslos durch tektonische

Bewegungen zerbrochen, oft mit dem gypsführenden Lager zu einer Breccie verknetet. Da sie Contactveränderungen bewirkt haben (z. B. Albit, Turmalin, Dipyr in Kalkstein), sind sie jünger als Trias, und zwar nach Gentil entweder jurassischen oder cretacischen Alters.[49]

Die Ophite trifft man von Marokko bis Tunis durch den ganzen mediterranen Atlas.

Es ist kaum nöthig, an die Uebereinstimmung mit den Blöcken in den salinaren Schichten der östlichen Kalkalpen zu erinnern oder an die Zusammengehörigkeit von Diorit, Quarz-Diorit und Gabbro in Ivrea. Dem Sillimanitgneiss, Granat-Gneiss und Cordierit-Gneiss, die in Oran zu dem Grundgebirge gehören, scheint dort eine ähnliche Rolle zuzufallen, wie dem Kinzigit in Calabrien und bei Ivrea. —

Wenn jemand von England gegen SO. zu den Alpen reist, geht er von einem Gebiete aus, in dem eine salzführende Serie von Sandstein und Thon, schwer zu gliedern, die Gesammtheit der Trias vertritt. Erst in den Horsten am Rhein schaltet sich der Muschelkalk ein und wird der germanische Typus der Trias erreicht (II, 329). In der rhätischen Zeit tritt positive Bewegung ein; sie dauert unter Schwankungen im Lias an; hoch im Norden, in Skye, weit über das Gebiet der Trias hinaus, behauptet er noch seine marine Serie (II, 342). Den ganzen Westen des Mittelmeeres vom Var ringsum bis Tunis beherrscht, mit Ausnahme der Balearen und des unteren Ebro, die mehr oder weniger verkümmerte germanische Entwicklung der Trias. Auch auf Sardinien wurden die Spuren bemerkt. Zumeist sind es lagunäre Thone mit Gyps, dabei Kalkstein mit Myophorien. Die seit der rhätischen Stufe anhaltende positive Bewegung hat aber ringsum den Lias darauf gelegt. Das schrittweise Vortreten mit der rhätischen Stufe, dann des Lias ist S. 47 an der Westseite des Centralplateau erwähnt worden.

Erst jenseits dieser breiten Umrandung und jenseits des Juragebirges und der helvetischen Alpen werden die reinen pelagischen Sedimente der Tethys in den piemontesischen und den Ostalpen, den Dinariden und Sicilien erreicht.

Diesen Ergebnissen entsprechen völlig die Reste der Altaiden im Tell von Oran, bei Milianah u. s. w. und die Auflagerung des Lias. Aber sie entsprechen auch völlig den Vorkommnissen von

NO.-Sicilien und der NO.-Sila. Eine Spur der Altaiden oder doch eine breite alte Erhöhung schaltet sich in Calabrien zwischen den südlichen Appennin und die Dinariden ein.

Die Umrandung des W.-Mittelmeeres durch die germanische Trias zeigt zugleich die Unhaltbarkeit der alten Vorstellung, diese Trias sei in Deutschland durch ein langes (vindelicisches) Gebirge von der alpinen Trias geschieden gewesen. —

Von dem Ende des peloritanischen Gebirges bei Taormina bis zu dem Hervortreten der africanischen Altaiden bei Figuig fehlt eine schroffe Umrahmung und bildet die Tafel der Sahara das Vorland des mediterranen Atlas, vergleichbar etwa der russischen Tafel zwischen den versunkenen kimmerischen Resten und dem Beginne der sudetischen Spuren am San-Flusse.

Dieser Umstand beeinflusst die Anordnung der Falten des mediterranen Atlas.

Sie sind nicht parallel. Der Tell von Oran streicht etwa ONO. und die muthmaasslichen Fortsetzungen am Cap Ferrat und in den Massen von Milianah und Blidah setzen die gleiche Richtung bis in die Berge im Süden der Stadt Algier fort. Sie langen im Süden der Gneisse der Küste an. In dem viel breiteren, gegen Süd folgenden Gebirge treten Gesteine von grösserem Alter als Trias nach den bisherigen Erfahrungen nicht zu Tage. Kreide überwiegt. Es sind breite Faltenzüge, getrennt durch die Niederungen der Schotts. Sie beginnen im Süden mit mehr ostwestlichem Laufe und gehen in sehr weitem Bogen in O. 30° N. über oder treten unmittelbar mit Str. O. 30° N. aus der Wüste hervor.

Die südlichsten Theile des Gebirges werden öfters der Sahara-Atlas genannt, aber sie sind kein einheitlicher Gebirgszug, sondern vielmehr eine Reihe von Enden wechselständiger Kulissen, etwa dem Ostrande der Rocky Mountains vergleichbar.

Bei Figuig ist die südliche Grenze des mediterranen Atlas durch den südwärts überfalteten Dj. Melias (S. 107) bezeichnet. Von hier an ragen allerdings das Gebirge der Ksour, dann Dj. Amour als eine steile, gradlinige Mauer über die weite Wüste empor (I, 296), aber bei Laghouat weichen sie mit Str. O. 30° N. von der Wüste gegen das Innere des Gebirges zurück. Von hier an gibt es nur streckenweise einen geschlossenen Südrand. Nach einander treten die parallelen Kulissen mit Str. O. 30° N.

von der Wüste in das Gebirge ein. Die bekannteste ist Dj. bou Kahil. Viele vereinigen sich innerhalb des Gebirges zu dem mächtigen Dj. Aourès. Die Wüste tritt mehr gegen N. vor und zwischen den Enden von Kulissen, ziemlich weit gegen N. liegt Biskra. Von hier an wird immer deutlicher, dass den einzelnen Kulissen zuerst gleichsam ein Anlauf in der Richtung WO. zukommt, bevor sie in O. 30° N. einlenken. Vom Dj. Chechan an weicht die Wüste allmälig wieder mehr gegen Süden zurück und nun erlangt im südlichen Tunis die OW.-Richtung noch mehr Geltung. Namentlich zieht eine geschlossene cretacische Anticlinale von Négrine nach Gafsa; OW.-streichende cretacische Ketten begleiten Schott Djerid und Fedjedj und sind noch in Gabès kennbar (II, 464).[50]

In vielen dieser Kulissen, von Figuig bis zum Schott-el-Fedjedj, treten unter Kreide oder Jura die gypsführenden Mergel und mit ihnen auch die Ophite zu Tage.[51]

In der That wurde die Faltung des mediterranen Atlas durch die bis Figuig reichende Umrahmung gehemmt. Dj. Amour ist die letzte grosse Kulisse, die aus der Umrahmung hervorgeht, und alle Kulissen, die östlich von Laghouat folgen, liegen ausserhalb Dj. Amour und haben im Westen keine Fortsetzung. Die äussersten und letzten Kulissen sind jene, die mit OW.-Richtung gegen Gabès streichen. Eine Gruppe weiter gegen Innen liegender Züge ist es, die mit Str. NNO. in Tunis anlangt. Hieraus ergibt sich, dass auch die ganze Ostküste von Tunis bis Gabès den Ausläufern des Atlas zufällt.

Wir gelangen nun vor ein bei der weiten Bedeckung durch das Meer und bei dem nicht völlig ausreichenden Ergebnisse der Forschung heute kaum mit Sicherheit zu lösendes Problem.

Dass im Grossen die Leitlinien vom Appennin zum Atlas ziehen, wird allseitig zugegeben. Haug hebt jedoch hervor, dass die Facies der Sedimente in Africa verschieden sei von jener Sicilien's und dass auch die NNO.-Richtung in Tunis in Widerspruch stehe mit den in Sicilien herrschenden Richtungen. Die Verschiedenheit der Facies soll dadurch erklärt werden, daß die von Lugeon und Argand vorausgesetzte verfrachtete Decke Sicilien's nicht Africa erreicht habe. Der Verschiedenheit der Richtungen soll eine Schaarung zwischen Sicilien und Africa zu Grunde liegen, deren einspringendem Winkel die vulcanischen Inseln Pantellaria und Linosa entsprechen würden.[52]

Die sachlichen Voraussetzungen sind richtig, aber das Räthsel dürfte schwieriger sein.

Der Gegensatz der Facies zwischen Sicilien und Africa besteht, aber die africanische Facies tritt mit voller Deutlichkeit auch in Rossano hervor und derselbe Gegensatz wiederholt sich auch auf sicilischem Boden. Er erstreckt sich übrigens nur auf das marine Perm und die Trias. Schon im Lias herrscht Übereinstimmung. So konnte z. B. Zittel bei Constantine den besonderen Horizont der „grauen Kalke" Süd-Tyrol's erkennen, der auch vielfach im Appennin auftritt; die besondere Aehnlichkeit des Tithon des Dj. Ressass bei Tunis mit jenem Sicilien's wird betont; bei Constantine erscheint im Flysch der grosse Inoceram. Salisburgensis (hier bis 50 Cm.), der in den Ostalpen die nordischen Sedimente begleitet, mit Inoc. Cripsi u. s. w.[53]

Das Streichen in Tunis würde im Norden mit einer Schaarung in Uebereinstimmung stehen, nicht so der lockere Charakter der Falten, auch kaum die Richtungen im südlichen Tunis; in Sicilien ist es überhaupt schwer, für den Westen eine bestimmte Richtung anzugeben.[54] Maassgebend wäre hier die Richtung der von der verfrachteten Decke verhüllten autochthonen Lagen; solche sind jedoch überhaupt nicht bekannt.

Dagegen beeinflusst deutlich die mannigfaltige Gestalt des Vorlandes den Bau. Die höhere Lage des Untergrundes hat das gänzliche Fehlen oder die lagunäre Entwickelung der Trias veranlasst. Auf der Tafel der Sahara lockert und erweitert sich und verklingt die Faltung des Atlas und das Meer verdeckt die Verbindungen. Vor allem wäre festzustellen, ob in Sicilien in der That die pelagische Trias nur als Decke vorhanden ist, ferner welche Bedeutung der Trias auf dem Cocuzzo und bei Terranova zukommt und ob die Trias von Lagonegro im Süden abbricht oder gegen Westen einschwenkt.

Vorläufig darf man unterscheiden:

1. Gebiete, in denen die Unterlage unbekannt ist, und die Serie mit pelagischem Perm beginnt, dem pelagische Trias folgt (W.- und Mitte Sicilien's bis M.-Judica S. vom Aetna).

2. Gebiete, in denen die Unterlage bekannt oder unbekannt ist, und die Serie mit Rothliegendem beginnt oder mit gypsführender Trias und germanischem Muschelkalk oder mit

einem Grundconglomerat des Unter-Lias (mediterraner Atlas, NO.-Sicilien, NO.-Sila).

3. Gebiete, in denen auf bekannter Unterlage über aussermarinem Ober-Carbon die marine Serie beginnt mit Dogger (Corsardinien).

4. Gebiete, in denen auf bekannter Unterlage die Serie beginnt mit Cenoman (Sahara; theilweise peloritanischer Gneiss).

Hiebei breitet sich (vielleicht mit Ausnahme des Muschelkalkes) das jeweilige erste marine Glied auch über alle vorhergehenden Gebiete aus, daher der Lias von 2) auch über 1), der Dogger von 3) über 1) und 2), das Cenoman von 4) über 1), 2) und 3).

Es ist nicht ganz unwahrscheinlich, dass hierin eine Spur alter Isohypsen hervortritt. In dem Maasse, in dem es gelingt, den Umfang ähnlicher Vergleichungen räumlich zu erweitern, mag es gelingen, sie von den tektonischen Veränderungen weniger abhängig zu machen.

Betische Cordillere. In Betreff des weiteren Verlaufes der Leitlinien sind Meinungsverschiedenheiten nicht hervorgetreten. Alle Reisenden, die in den letzten Jahren Gelegenheit hatten, das Rîf und benachbarte Gegenden zu sehen, bemerken die Regelmässigkeit des Bogens, mit dem der mediterrane Atlas nach Gibraltar umschwenkt. Der für jurassisch gehaltene Fels von Gibraltar wird jetzt für Lias gehalten.[55]

Für die betische Cordillere mag auf I, 298, verwiesen sein. Die Richtung der faltenden Kraft hat sich nochmals völlig geändert; sie ist jetzt gegen N. gerichtet; das Vorland, die Sierra Morena, liegt im Norden; die Vulcane liegen im Süden. Aus den umfassenden Arbeiten, die von französischen Forschern nach dem Erdbeben von 1884 ausgeführt wurden,[56] ergibt sich, dass die hohen Bergmassen des Südens, Sierra de Ronda bis S. Nevada, dieselbe Zusammensetzung besitzen wie der Tell von Oran. Auch sie sind mächtige Rücken von altem Schiefer, auf denen da und dort ein Lappen von Rothliegendem erhalten ist. Sie sind folglich auch Theile der Altaiden.

An ihrer Nordseite breitet sich germanische Trias aus, hier, wie es scheint, deutlicher gesondert in Buntsandstein, Muschelkalk (mit Gerv. socialis u. A.) und bunten Keuperthon mit Gyps (auch Myoph. vestita). An ihrer Südseite treten mächtige dolo-

mitische Kalke auf und in diesen gelang es Barrois in der Sierra Almijara von kleineren Megalodonten erfüllte Bänke aufzufinden. Dieser Umstand hat die Vermuthung angeregt, dass die hohen Schieferberge in der That die Grenze zwischen der lagunären und der pelagischen Facies bezeichnen.[57]

Diese Untersuchungen haben auch zu der Ansicht geführt, dass die inneren Zonen der Cordilleren von drei mächtigen, gegen NW. streichenden, blattartigen Verschiebungen durchsetzt seien. Die erste würde über Malaga streichen, die zweite über Motril und das Maximum des Erdbebens bei Zafarraya, die dritte von Cabo di Gata gegen Guadix.[58]

Viel Lehrreiches bietet die Nordseite und insbesondere die sogenannte subbetische Cordillere.

Nicklès hat gefunden, dass die Faltungen von Jaen ununterbrochen bis Cabo de la Nao durch mehr als 350 Kilom. anhalten und dass Verfrachtungen gegen N. auf mindestens der Hälfte dieser Strecke wahrnehmbar seien.[59]

Wir wollen versuchen, dem Bilde zu folgen, das Rob. Douvillé für eine beiläufig 60 Kilom. lange Strecke zwischen Martos, Jaen und der Sierra Sagra entworfen hat.[60]

Das Land im Süden des Guadalquivir scheidet sich in ein Niederland und ein Oberland. Das erstere, dem Flusse zunächst gelegen, ist längs desselben von einem fruchtbaren Saume von Ober-Miocän und Pliocän bedeckt; diesem folgen gegen Süd sehr unfruchtbare Strecken von gefaltetem Gypskeuper, auf dem zerstreute Schollen von unterer Kreide liegen. Dann wird der Rand des Hochlandes erreicht.

Dieser Rand ist die Stirn einer mächtigen liegenden Falte, durch Erosion in mehrere Stücke zertheilt; davon ist das östlichste das mächtigste, 20 Kilom. lang, über 2000 M. hoch, das Niederland um 1300—1400 M. überragend. Diese Stirn besteht hauptsächlich aus Jurakalk, durch seine dunkle Farbe und die Armuth an Versteinerungen verschieden von dem lichten, autochthonen Jurakalk. Die Stirn ist im Bogen nach unten und einwärts gewölbt, so dass man unter ihrem Fusse die überstürzten, eingekeilten, zum großen Theile allerdings zermalmten Reste der cretacischen und eocänen Schichten antrifft, welche ursprünglich dem Jura aufgelagert waren. Dieselben Ablagerungen haben auch einst das Dach der Falte gebildet. R. Douvillé berichtet

aber, daß, muthmaasslich nach dem Stocken der grossen Bewegung, im Dache eine Ablösung im Horizont des Cenoman sich vollzogen hat, worauf mittlere und obere Kreide von hier aus eine selbständige Bewegung über Theile des Niederlandes vollzogen.

Die Heimath dieses dunklen Jurakalkes ist unbekannt und es lässt sich über den Ursprung der Falte nur sagen, dass sie aus dem Süden stammt.

Diese Vorkommnisse sind insoferne lehrreich, als sie an einem einfacheren Beispiele die Gestalt der liegenden Falte ausser Zweifel setzen. Aber auch andere Umstände sind von Bedeutung. Die älteren Angaben über das geringe Alter des Bruches an der Südseite des Gebirges, zugleich das geringe Alter der Strasse von Gibraltar werden ausführlich bestätigt.[61] Die ophitischen Intrusionen begleiten auch hier die Trias und dringen in einzelnen Fällen mindestens bis in den oberen Lias.[62] Die calabrischen und sicilischen Blockanhäufungen in Verbindung mit Gyps der II. Mediterranstufe scheinen sich im Becken von Granada als Drasche's „miocäne Blockformation" zu wiederholen.[63]

Der gleiche Bau und die gleiche Schichtfolge streichen gegen NO. bis an das Cabo de la Nao und noch in der Sierra Mariola, N. von Alcoy, traf Nicklès eine mächtige, gegen N. überlegte Falte, die sich der Falte von Jaen vergleichen lässt.[64]

Die Zweifel, die in Betreff der Balearen herrschten (I, 302), beginnen sich in einer allerdings unerwarteten Weise durch die Beobachtungen von Hermite und Nolan zu lichten.[65] In dieser kleinen Inselgruppe sind zwei Gebirgssysteme vertreten.

Iviza, Formentera, Majorca und Cabrera gehören der betischen Cordillere an. Insbesondere ist der ganze Nordwesten von Majorca von einem 80 Kilom. langen und 1571 M. hohen Stücke einer Kette gebildet, die in gegen N. bewegte Schuppen zerlegt ist, das betische Streichen besitzt und sich auf das Deutlichste als eine Fortsetzung des betischen Baues zu erkennen gibt. Lacustre Ablagerungen mit Anthracotherium sind eine Fortsetzung ähnlicher Bildungen des östlichen Spanien's. Sie zeigen, dass ein See bis Majorca sich erstreckte, welches zur oligocänen Zeit ein Theil des Festlandes war.[66] Dann kam das Meer. Schon zur Zeit der Nat. crassatina war der heutige Südrand ein Ufer. Miocäner Kalkstein bedeckt in horizontalen Schichten einen grossen Theil der Mitte der Insel.

Anders ist es auf Minorca.

Ein Bruch durchschneidet von NW. (Golf von Algairens) bis SO. (Port Mahon) die Insel. Ihre südliche Hälfte ist eine flache Tafel von miocänem Kalkstein, der discordant dem Bruche anlagert. In der höheren, nördlichen Hälfte gewahrt man als ältestes Gestein mitteldevonischen Kalkstein, nach seinen Fossilien etwa dem Devon der Eifel entsprechend. Nirgend in den jüngeren Faltengebirgen, die das westliche Mittelmeer umgeben, hat man bisher Aehnliches getroffen. Hermite erwähnt auch Pflanzenreste, die vielleicht zum Culm gehören. Nach Nolan's Angabe treten diese Schichten in drei Anticlinalen auf, deren mittlere beiweitem die bedeutendste ist und N. 5° O. streicht.

Obwohl daher Majorca mit seiner ganzen Breite gegen Minorca streicht, verhindert die wesentlich verschiedene Richtung der Anticlinalen und das Auftreten von Devon die Annahme von Zusammengehörigkeit. Dieses muss um so mehr befremden, als auch auf Minorca die Faltung jedenfalls weit in die mesozoische Zeit reicht und in den mesozoischen Sedimenten Uebereinstimmung herrscht.

Auf dem Festlande gewahrt man noch bis über Alcoy die betische Gliederung der Trias; schon auf Ibiza, dann auf Minorca trifft man mächtigen Buntsandstein, dann Muschelkalk wie am Festlande, aber an Stelle des bunten Keupermergels treten dünnplattige Kalksteine mit Daonella Lommeli und Trachyceras auf. Hier ist die Grenze der germanischen Facies für den Keuper erreicht und erscheinen die Vorläufer der pelagischen Trias des unteren Ebro. Da diese Facies schon von Ibiza angeführt wird, ergibt sich, dass hier die Grenze der Facies nicht zusammenfällt mit der tektonischen Grenze.

Trotz der geringen Entfernung vom Festlande, sagt Nolan, ist hier doch in der Trias mehr Aehnlichkeit mit Sicilien vorhanden als mit diesem.

Nicht mit den Balearen, sondern schon in Majorca erreichen nach allem Anscheine die Alpiden ihr Ende. Es muss aber gesagt werden, dass die sonst an freien Enden häufig auftretenden Zeichen einer besonders jungen Faltung hier fehlen. Die horizontalen Tafeln von miocänem Kalkstein weisen viel mehr darauf hin, dass weiter im Westen eingetretene Bewegungen sich nicht bis hieher erstreckt haben.

## 2. Die provençalischen Falten.

Das Zusammentreffen des gegen O. und N. bewegten östlichen Theiles der provençalischen Falten mit den piemontesischen und den helvetischen Alpen vollzieht sich am Var. Das geringe Alter der provençalischen Faltungen auf dieser Strecke wurde erwähnt. Auf eine weite Strecke an der Durance durch junge Ablagerungen verhüllt, erscheinen Anzeichen dieser Faltungen doch noch weiter im Norden, jenseits des Bruchfeldes von Banon, mit Str. OW. bis in der Nähe von Sisteron, hier im Gegensatze zu den nahen Deckschollen der Alpen.

Sie nehmen einen breiten Raum ein, aber sie bilden, obwohl nach einem einheitlichen Plane gebaut, doch keine einheitliche Kette, sondern nach N. und W. nur vereinzelte Bündel von Falten. Gegen Süd begrenzt sie das Meer. Gegen SW. gelangen sie in eine eigenartige Verbindung mit den Aussenketten der Pyrenäen.

Es empfiehlt sich, zuerst einen Blick auf das Vorland im Nordwesten zu werfen. Dieses wird von der Montagne Noire und den Cevennen gebildet; die catalonischen Berge im Süden der Pyrenäen bieten besondere Aehnlichkeit.

Die Mont. Noire gleicht auf der Karte einer Zuthat zu dem Südwesten des Central-Plateau. Sie reicht von Castel Naudary bis Lodêve und dacht südwärts gegen die Ebene von Bézièrs ab. Während aber der Gneiss der Rouergue (S. und SO. von Rodez) im armoricanischen Sinne NW. streicht und zum Central-Plateau gehört, streichen die Gesteine des Mont. Noire N. 60° O. Bergeron, dem ein grosser Theil der Kenntniss von diesem Gebiete zu verdanken ist, hat gezeigt, dass von SO. her drei grosse Lappen von Silur und Devon nach einander auf die Mont. Noire heraufgeschoben sind. Oestlich vom Austritte des Orb-Flusses treten Silur und Devon fast 5 Kilom. weit beinahe horizontal über die Schichtköpfe des gefalteten Unter-Carbon.[67]

Schräge und discordant legen sich auf ältere Gesteine der Mont. Noire die Kohlenflötze und Graissesac; sie beweisen die Zugehörigkeit zu den Altaiden.[68]

Die Art, in welcher die cambrischen Gesteine und die einzelnen Faltenzüge des Ostrandes der Mont. Noire jenseits der Causses in den Cevennen wieder erscheinen und namentlich wie

sie bei S. Affrique unter die mesozoische Decke tauchen und bei Vigan wieder hervortreten, verräth, dass bis hieher der Bau der Mont. Noire fortsetzt. Hiedurch tritt seine Selbständigkeit auch gegenüber dem variscischen Baue hervor.[69]

Die catalonischen Berge wurden von Almera und Bergeron beschrieben. An der Küste zwischen Cap Bagur und der Mündung des Llobregat liegt ein Höhenzug, dessen Richtung und dessen tektonisches Streichen N. 60° O. sind, wie in der Mont. Noire. Gegen das Meer hin endet er an einem streichenden Bruche. Ueberschiebung gegen NW. ist vorhanden und die Gliederung der bis in das Unter-Carbon reichenden unterpalaeozoischen Serie stimmt mit jener der Mont. Noire überein.[70]

Sehr mächtige alttertiäre Conglomerate tragen das Kloster Montserrat am N.-Gehänge der catalonischen Berge. Sie werden als ein Zeichen dafür angesehen, dass diese Berge noch zur tertiären Zeit eine grössere Erstreckung in der Richtung des heutigen Meeres besassen. Depéret bemerkt, dass die Conglomerate von Castel Naudary am S.-Ende der Mont. Noire jenen von Montserrat völlig gleichen und von gleichem Alter sind. Sie reichen am Montserrat vom unteren bis in das obere Eocän und die höheren Glieder sind der „Poudingue de Palassou" der Pyrenäen. Eocän umrandet gegen die Meseta hin in flacher Lagerung das Becken des Ebro; oligocäne Sedimente (Gypse, dann Cyrena semistriata u. A.) füllen es aus.[71]

Die Mont. Noire bildet daher sammt den Cevennen einen N. 60° O. streichenden, gegen NW. überschobenen Ast der Altaiden und sie sind durch die Pyrenäen getrennt von einem ähnlichen Stücke, den catalonischen Bergen.

Wenden wir uns nun zu den jüngeren Faltungen.

Im Südosten des von den Alpen auf der einen, der Mont. Noire und den Cevennen auf der anderen Seite umschlossenen Raumes erscheinen Gneiss, Glimmerschiefer und Phyllit. Discordant auflagerndes Ober-Carbon und Perm zeigen, dass auch hier ein Theil der Altaiden sichtbar ist. Er besteht aus mehreren benachbarten Stücken, die gemeinsam einen gegen SW. gestreckten Raum einnehmen. Das erste Stück ist der Esterel zwischen Cannes und dem Thale des Argens; das zweite, grösste, ist der Höhenzug der Maures zwischen hier und der Nähe von Toulon mit einer Fortsetzung bis Cap Sicié; als ein drittes Stück können

die Hyerischen Inseln gelten. Alle diese Stücke werden unter dem Namen der Maures zusammengefasst.[72] Eine fortlaufende, in permischen Sedimenten liegende Furche (Depression de Cuers) begrenzt gegen die Landseite hin die Maures; jenseits dieser Furche gelangt man in den verwickelten Bau der provençalischen Falten.

Gerade dieser Theil, von der Furche von Cuers bis Marseille und bis an die Durance, ist der Schauplatz jener classischen Arbeiten Marc. Bertrand's gewesen, aus denen ein guter Theil der neueren Anschauungen über den Bau der jüngeren Gebirge Europa's hervorgegangen ist.[73]

Diese Arbeiten, an welche sich jene von Zürcher, dann die zum Theile von anderen Auffassungen ausgehenden Studien von Fournier u. A. anschliessen, lassen dieses Gebiet erkennen als aufgebaut aus übereinander gethürmten Deckschollen. Sie bilden umgrenzte Massen (Massif du Beausset, de la S. Baume, d'Allauch, de l'Etoile u. s. w.). Erst weiter im Norden folgen längere, OW.-streichende Falten.[74]

Eine wesentliche Ergänzung erhält dieses Gesammtbild durch die Bemerkung Kilian's, dass die OW.-Richtung auch schon in den südlichen Deckschollen die herrschende ist im Gegensatze zu der gegen SW. gerichteten Furche von Cuers, welche die natürliche Grenze der Maures ist. Hieraus wird, wohl mit Recht, gefolgert, dass die Maures trotz einiger mesozoischer Schollen, die auf ihnen erscheinen, nicht in so innigem, gleichsam organischem Zusammenhang mit den provençalischen Falten stehen, wie z. B. der M. Blanc mit den helvetischen Alpen. Sie nehmen in der That mehr die Kennzeichen eines durch Abtragung blossgelegten Stückes von überwältigtem Vorland, eines Fensters, an und die Wurzeln der Decken mögen entweder der abgetragenen Ueberdeckung angehört haben oder in der tyrrhenischen Senkung liegen.[75]

Die Falten dringen nun in abgeschwächtem Maasse mit dem Streichen OW. nach West und Nord vor, trennen W. von Marseille die grosse Lagune von Martigues vom Meere, verschwinden unter dem Rhône-Delta, erreichen aber den Fluss oberhalb Arles und noch weit im Norden, bei Montélimar, wird eine Falte erwähnt, die er kreuzt.

Am Vorlande tritt Ablenkung ein. Bei Alais, im Kohlenrevier des Gard, ist das Carbon selbst gegen die Cevennen hin überschoben. Ein bedeutender Abbruch der Jurakalke der Causses, der von der Mont. Noire gegen NW. zu den Cevennen zieht, die Mont. de la Seranne, wird am oberen Herault zur stauenden Grenze des Vorlandes. An diese haben sich von S. her in sechs einanderfolgenden Schuppen Trias und Lias herangedrängt.[76]

Dieses ist der Beginn eines langen Saumes gestauter Falten an dem S.-Rande der Mont. Noire. Er reicht bis S. Chinian und wurde von Nicklès beschrieben.[77]

Während vereinzelte Stücke von Montpellier an zwischen diesem Saume und dem Meere die Fortsetzung der provençalischen Falten bis an die Mont. de la Clape bei Narbonne anzeigen, treten hier, bei S. Chinian, Umstände ein, die für das Verständniss der Pyrenäen von Bedeutung sind.

Fig. 20 ist einer von Margerie im Jahre 1890 entworfenen tektonischen Karte entnommen. Manche Einzelheit wurde seither neu aufgefunden; die Falten haben mehr Zusammenhang erhalten, aber diese einfachere Darstellung gibt anschaulich die Grundlinien.[78]

Die Faltung von S. Chinian trennt sich bogenförmig von der Mont. Noire ab. Depéret unterscheidet hier mehrere concentrische Falten. Die nördlichste Anticlinale zeigt unter Trias und Infralias die eocäne Stufe von Rognac, unter dieser Nummuliten-Schichten bis Bize und unter diesen Kalk mit Planorb. pseudoammonius. Zwischen dieser überstürzten Falte und den palaeozoischen Schichten der Mont. Noire beginnt mit rascher Erweiterung gegen W., d. i. gegen Carcassone, die Mulde des Minervois. Bei Bize trennt sich gegen SSW. ein kleiner eocäner Dom ab, der das freie Ende dieser Anticlinale ist.

Eine folgende Anticlinale besitzt eine ähnliche Schichtfolge wie die erste.[79]

W. von hier, im Minervois, breitet das Eocän sich aus; N. von der Aude gibt es weiterhin keine Falten; der Fuss der Mont. Noire ist frei und liegt gleichsam in einem todten Winkel. N. von den Pyrenäen erhebt sich die palaeozoische Masse von Mouthoumet. Sie ist 45 Kilom. lang und bis 15 Kilom. breit. Ihre Schichtfolge ist jene der Mont. Noire. Ihr Nordrand ist gegen N. überbogen; mesozoische Falten greifen von Westen

herein; sie ist ohne Zweifel von der pyrenäischen Faltung beeinflusst. Trotzdem hat sie die mesozoischen Falten abgelenkt. Die NO.-Ecke bei Durban wird maassgebend. Die provençalischen Falten aus Trias, Jura und Kreide (ohne Eocän) bestehend, ziehen von der Senkung von Narbonne herbei, beugen sich zwischen dem Ostrande der Masse von Mouthoumet und Cap Leucate allmälig völlig in die OW.-Richtung, erleiden dabei Ueberschie-

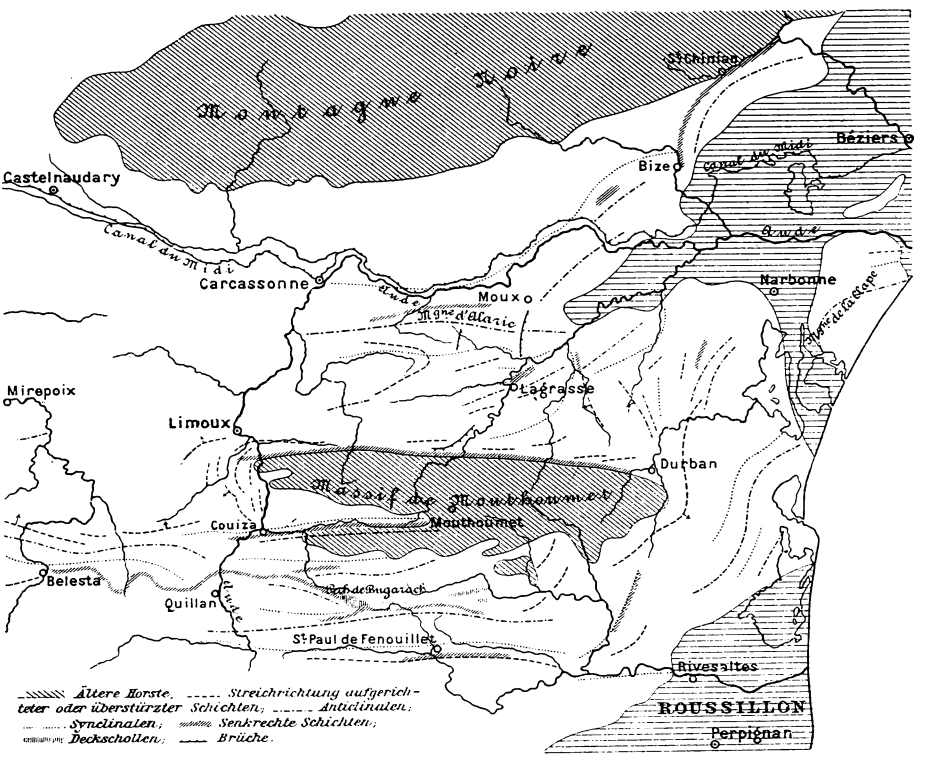



Fig. 20. Das Thal der Aude (nach Emm. de Margerie).

bungen gegen ihre concave Seite[80] und vereinigen sich S. von dieser Masse mit den Falten der Pyrenäen.

Bei Jonquières (8 Kilom. NW. von Durban) verschwinden Trias und Jura. Alle Falten W. von der Linie Jonquières-Bize, nämlich die Falten zwischen Mouthoumet und der Aude, bestehen lediglich aus Danien und Eocän, im Gegensatze zu den abgelenkten provençalischen Falten. Sie sind gegen N. bewegt, öfters von Verwerfungen durchschnitten und bei Moux und Lagrasse kommt unter dem Danien das Devon zum Vorschein; die Falten ersterben gegen West.[81]

Zwischen Mont. Noire und Mouthoumet besteht sonach

unter dem Danien eine Verbindung des palaeozoischen Vorlandes mit dem Kerne von Mouthoumet. Zugleich ist hier ein lehrreiches Beispiel von Falten in zweierlei Facies (Devon, Danien, Eocän und Trias, Jura, Kreide) gegeben, die nahe neben einander zur Entwickelung gelangt sind.

### 3. Pyrenäen.

Die Erforschung dieses mächtigen Gebirgszuges hat in den letzten Jahrzehnten grosse Fortschritte gemacht. Ein von Carez im J. 1903 entworfenes Verzeichniss umfasst mehr als 2000 Nummern geologischen Inhaltes. Man kann in diesen Fortschritten drei Phasen unterscheiden. Die erste beruht auf d'Archiac's und Leymerie's Arbeiten;[82] die zweite ist durch die Veröffentlichung der Karte von Carez im J. 1892[83] und durch die ziemlich gleichzeitige Skizze des gesammten Baues von Emm. de Margerie und Fr. Schrader bezeichnet.[84] Aus der dritten mögen vorläufig die Monographie von Carez (seit 1903),[85] Bresson's Studie über die älteren Formationen (1903)[86] und die Arbeiten Léon Bertrand's im Osten genannt sein. Von Wichtigkeit für einige Hauptfragen war der Ausflug der französischen geologischen Gesellschaft in die West-Pyrenäen im J. 1906.[87] Schriften von Mallada, Forschern wie Stuart-Menteath, Roussel, Caralp, Seunes, Mengel, Yarza u. A., insbesondere von Lacroix, vervollständigen nach verschiedenen Richtungen die Kenntniss.

Den Unterbau der Pyrenäen bildet eine Schichtfolge, die mit Gneiss beginnt und vom Untersilur bis in das Carbon durch Versteinerungen gekennzeichnet ist. Bresson hat gezeigt, dass die Gliederung dieser palaeozoischen Serie auch hier die gleiche ist, wie in der Masse von Mouthoumet, in der Mont. Noire und in den catalonischen Bergen. In dieser Beziehung besteht keine Verschiedenheit gegenüber dem Vorlande. Diese alte Serie ist von granitischen Batholithen durchsetzt. Sie sind von vorpermischem Alter. Sie fehlen der Masse von Mouthoumet. Die Untersuchungen von Lacroix an diesen Batholithen haben Bedeutung für die Frage der Ortstellung der Granite unter Aufzehrung des Nebengesteins erlangt.[88]

Die Altaiden nehmen einen sehr bedeutenden Antheil an dem Baue der Pyrenäen und werden hier die „primäre Serie" genannt. Innerhalb der Masse von Mouthoumet begegnen sich

SW. und beinahe OW. Falten.[89] Mitten in den Pyrenäen trifft man Strecken, in denen auf diesen alten Falten transgredirendes rothes Perm und hellgefärbte obere Kreide liegen; es ist dieselbe Schichtfolge wie z. B. in Böhmen oder in Theilen des Hohen Atlas. Ausserhalb dieser älteren Theile liegen im Norden und im Süden die jüngeren Falten. Die mesozoische Schichtfolge zeigt bis in die Kreide keine pelagischen Merkmale. Als ein einziges Zeichen dieser Art ist Caralp's Fund von marinen permischen Versteinerungen in einer der nördlichen Vorketten anzusehen.[90] Trias ist durch Gyps, salzführende Mergel und Rauchwacke vertreten.

Der Norden. Die provençalischen Falten treten hinter die Masse von Mouthoumet. Indem sie, unter einem rechten Winkel gebeugt, im Westen wieder als der nördliche Theil der Pyrenäen hervortreten, verräth sich der gewaltige Druck, dem sie von Süden her ausgesetzt waren. Mouthoumet erlangt nun eine Stellung, ähnlich jener von Ufa vor dem Ural und der Adirondacks vor den Appalachien. Der nördliche Saum der Pyrenäen wird gegen W. in eine erzwungene Virgation aufgelöst, welche in den Petites Pyrenées ein von der Hauptkette sich ablösendes Streichen gegen NW. veranlasst.

Bis gegen Tarbes ist der Bau der NO.-Hochgebirge durch L. Bertrand bekannt.[91] Im Norden liegt hier vor den Pyrenäen ein autochthones Vorland (I, Rég. Sous-pyrén.). Ihm gehört auch Mouthoumet als Unterlage an. Diesem folgt eine Decke (I, a Nappe pré-pyrén. L. Bertrand, Zone cénomanienne Carez), die zwar von dem Vorlande durch eine Verfrachtungsebene getrennt ist, aber noch seine Schichtfolge besitzt, mit bedeutender Entwickelung von transgredirendem Cenoman. Erst innerhalb dieser trifft man auf die frontale Ueberschiebung der Pyrenäen selbst.

L. Bertrand unterscheidet drei von Süden herbeigetragene Decken, von denen die höhere öfters die vorhergehende verhüllt. Bedeutende primäre (Gneiss- bis Untercarbon-)Schollen nehmen an diesen Decken Theil. Bald ragen sie hoch auf, bald sind sie zu schmalen Bändern zermahlen. Sie bleiben durch lange, eingeklemmte mesozoische Zonen oder Bänder getrennt.

Die Decke A erscheint am Aussenrande, zieht unter den anderen Decken durch und ist im Süden streckenweise in autochthonem Verbande mit der primären Hauptkette sichtbar.

Die Decke B umfasst die primäre Masse von Agly (W.

von Perpignan), ist weiter gegen W. nur durch eine mesozoische Zone vertreten und im Westen gehören ihr die Massen der Trois Seigneurs, von Castillon und Milhas an.

S. und O. von den Trois-Seigneurs erscheint ein Saum von Marmor mit Intrusionen von Lherzolith; gegen West wird die mesozoische Zone breiter und die basischen Intrusionen halten an. In zwei Erosions-Fenstern von B, NO. und NW. von den Trois-Seigneurs, wird mitten im Hochgebirge das praepyrenäische Vorland, zum Theile auch die Kreide, sichtbar; A ist rings um diese Fenster unter B und über dem entblössten Vorland in ausgewalzten Resten kennbar.

Die höchste Decke C besteht zur Hauptsache aus primären Massen; jene von S. Barthélemy, der Arize (N. von Trois-Seigneurs), vielleicht auch der Barousse sind hieher zu zählen.

Diese lehrreichen Ergebnisse, die Hr. L. Bertrand mir durch Mittheilung unveröffentlichter Karten zu verdeutlichen die Güte hatte, erinnern durch Verfrachtung grosser Massen des alten Unterbaues wie durch Marmor-Züge und basische Intrusionen an die Alpen. Trois-Seigneurs und A nehmen dieselbe Stelle ein, wie die Hohe Tatra in den Karpathen. L. Bertrand hält die Decken für Faltungen (replis) der südlichen primären Hauptkette und berichtet, dass die Decken im Süden deutlich durch mesozoische Zonen begrenzt, im Norden durch eine gemeinschaftliche Hülle der Mergel des Albien mit erhaltenen Sätteln der Anticlinalen verbunden seien, denen etwa die Rolle des alpinen Flysch zufallen würde.

Oestlich von dem Austritte der Ariège aus dem Gebirge erheben sich einige gegen WNW. streichende Falten von Kreide und Eocän; sie entfernen sich mehr und mehr von der Richtung der Pyrenäen und bilden bald die ziemlich selbständige Kette der Petites Pyrenées. W. vom Mittellaufe der Garonne liegt ein durch zahlreiche strahlenförmig angeordnete Wasserläufe auf der Karte leicht kennbarer, flacher Schuttkegel. Sein Scheitel ist das Plateau von Lannemezan. Unter diesem Kegel verschwinden die Petites Pyrenées, aber S. von ihnen erkennt man bis unter den Schuttkegel, dass auch andere Zonen der Pyrenäen sich vermittelnd einschalten. Spuren des Cenoman erscheinen unter dem Schuttkegel. Selbständige Züge von salzführender Trias mit kleineren Vorkommnissen von zermahlenem Granit treten auf.[92]

Ein kaum unterbrochener Zug von kleinen Aufschlüssen streicht S. von Salies vor den Pyrenäen vorbei bis in die Nähe von Lannemezan und wurde noch bis über Lourdes verfolgt. Weiter im Norden tritt eine grössere Reihe von mehr oder minder NW. streichenden Dislocationen an der Westseite des Kegels zu Tage. Das Land ist aber in hohem Grade verhüllt, die Aufschlüsse sind selten zusammenhängend und deshalb herrscht auch nicht Einmüthigkeit der Ansichten. Wir begnügen uns, den Entwurf der sich hier ergebenden Linien von Seunes aus dem J. 1890[93] mit jenem von Carez aus dem J. 1903[94] zu vergleichen. Die Studien von Seunes beziehen sich hauptsächlich auf die südlichen Linien bis Dax. Es wird gesagt, dass wiederholte Anticlinalen mit nach Nord convexer, bogenförmiger Krümmung vorhanden sind, wobei die Faltung aus Süd gekommen ist. Besonders deutlich tritt auf der Karte eine Linie hervor, die von Clarac gegen WNW., N. von Oloron vorbei bis Peyrehorade zieht, dort die Richtung ändert und bei Bidart das Meer erreicht.

Carez verzeichnet in Uebereinstimmung mit mehreren früheren Beobachtern die Anticlinalen, von denen die nördlichste nur 28 Kilom. südlich von Bordeaux vorbeizieht. Sie werden als den Pyrenäen parallel (folglich nicht in Virgation stehend) angesehen und eher den parallelen NW.-Linien verglichen, die weiter im Norden vom Central-Plateau gegen das südliche Armorica ziehen. Einer der Synclinalen jedoch, die von Pau gegen Gaas (N. von Peyrehorade) streicht, wird gleichfalls die von Seunes beobachtete Beugung zugeschrieben.

Sichergestellt ist, dass die Dislocationen noch in ganz unerwarteter Ferne von den Pyrenäen kennbar sind; auch Ophite folgen ihnen bis in die Nähe von Dax.

Die Beugung ist, wie bereits Seunes erkannte, beherrscht durch einen fremden Körper, den sie umgeht. Es ist die südlich von Hasparren hervortretende breite und niedrige Granit- und Gneissmasse von Labourd; 20 Kilom. von dieser, an der spanischen Grenze, in ihrem nördlichen Theile von der Bidassoa durchschnitten, liegt noch die 12 Kilom. lange Granitmasse von Aja (oder Haja), eine Fortsetzung von Labourd.

Die Sachlage wird noch auffallender durch den Umstand, dass nahe S. von Biarritz aus dem Meere eine gegen SSW. geordnete Reihe von Felsen hervortritt, von wunderbarer Mannig-

faltigkeit der betheiligten Gesteine, zugleich beiläufig entsprechend der Richtung, die eine ähnliche Linie in weiterer Umgürtung der Masse von Labourd erlangen möchte und auch nahe parallel der Flyschzone, welche den Gneiss von Labourd längs des Meeres bis über S. Sebastian umgibt.[95]

Hautes Pyrenées. Der Raum, welcher diesem Gebirgstheile zufällt, ist im Osten beeinträchtigt durch das Eingreifen der jungen Senkung des Roussillon, welche auch einen Theil der von Cap Leucate herbeistreichenden provençalischen Falten durchschneidet und an deren südlichem Rande, bei dem Austritte des Tech aus dem Gebirge, äusserst verwickelte Verhältnisse eintreten. Gegen W. gewinnt aber das Hochgebirge sofort Zusammenhang. Seine Breite misst im Meridian von Andorra vom Süden des Granit's von Foix bis in die Nähe des Austrittes des Segre aus dem Gebirge etwa 72 Kilom. Von hier an streicht der nördliche Rand gegen den mesozoischen Saum in OW. weiter, während im Innern des Hochgebirges W. 30° N. herrscht und der S.-Rand sich der Richtung NW. nähert.

Auf diese Art verringert sich gegen West die Breite. Bei Urdos könnte sie nur mit etwa 22 Kilom. beziffert werden. Nahe W. davon, am Pic d'Anie, ist sie noch weit geringer. Von hier an treten die Basses Pyrenées an die Stelle der Hauptkette. Die primären Gesteine, welche bei weitem den grössten Theil der Hautes Pyrenées ausmachen, treten dort nur als Deckschollen oder als eingeklemmte Streifen auf. Noch eine Strecke weiter, jenseits der Ebene von Mauléon, tritt im Norden der Gneiss von Labourd hervor und der Bau des Gebirges wird ein anderer.

Es wurde gesagt, dass am Tech verwickelte Verhältnisse eintreten. Nach Mengel's sehr lehrreichen Darstellungen ist hier im Osten die Sachlage die folgende.

Primäre Gesteine bilden eine breite Masse, die nach ihrem nördlichsten Punkte, dem Roc de France (1449 M., S. von Ceret), benannt wird. Ihre Grenze zieht vom oberen Ter gegen NO., kreuzt die spanische Grenze NO. von Camprodon, bleibt dem Tech parallel bis über Amélie les Bains und beugt sich zwischen Ceret und dem Roc de France gegen SO. Mit dieser Richtung gelangt sie über Massarach an das Flachland, welches die Bucht von Rosas umgibt. Nur geringe mesozoische Reste sind an ihrem Saume vorhanden. Diese ganze, einem stumpfem von Spanien

her in das Gebirge tretenden Keile ähnliche Masse des Roc de France ist gegen N. bewegt.

W. vom Tech und der Grenze Camprodon-Amélie les Bains, die ein eingezwängter Saum von Devon und Carbon bezeichnet, liegt die breite primäre Masse des Canigou; diese ist gegen Süd bewegt, so dass die Linie des oberen Tech als die Grenze dieser beiden Bewegungen angesehen werden kann.[96]

Von hier an ist der ganze Süden der Hautes Pyrenées gegen Süden bewegt und zum nicht geringen Theile in südblickende Schuppen zerlegt. So sind z. B. auch die spanischen Berge im Süden der Granitmasse, welche die Maladetta (3404 M.) trägt, aus südwärts überworfenen Falten oder Schuppen von palaeozoischen Schichten gebildet. Die Trias ist hier, wie im Norden, von Gyps und Ophit gebildet; sie erscheint als eine schmale Umsäumung der mesozoischen Schichten.[97]

Durch den Eifer der französischen Forscher, an deren Spitze hier Bresson und Carez zu nennen sind, kann man im Thale des Gave de Pau, der bei Lourdes das Gebirge verlässt, und des westlich benachbarten Gave d'Ossau einen deutlichen Einblick in das Gefüge des Hochgebirges gewinnen.[98] S. von Lourdes streicht der mesozoische Saum OW.; es ist Unter-Kreide mit Jura und wenig Trias; die Falten sind nach N. überlegt. Unterhalb Argèles enden sie plötzlich an einer steilen, OW. streichenden Dislocation. Apt-Mergel stellen sich steil auf, während S. von der Dislocation Unter-Devon steil S. fällt. Das hier beginnende palaeozoische Gebirge ist anfangs gegen N. gefaltet, aber unterhalb Luz stellen sich die Schichten steil auf, schwanken und gehen endlich in die südliche Bewegung über, die nun mit Str. W. 30° N. bis an die spanische Grenze herrscht.

Wir folgen dieser Richtung nach Laruns an dem benachbarten Gave d'Ossau.

Hier treten unter dem Devon in ansehnlicher Ausdehnung Turon und Senon hervor, im SW., gegen Eaux Chaudes, in autochthoner Auflagerung auf Hornblende-Granit. Grundschollen von Ophit und Trias, auch von Flysch mit Fucoiden, liegen auf der Kreide. Die mächtige Decke von Devon und Carbon, die hier gegen WSW. über die Kreide geschoben war, hat sie zurückgelassen.

Im Gave de Pau sind die Aufschlüsse nicht minder lehrreich. Seine obersten Zuflüsse, Gave de Gavarnie und jener von Héas, sind getrennt durch eine aus Ober-Silur bis Unter-Carbon bestehende, gegen N. vortretende Masse (Pic de Pimené 2803 M., M. Herran 2789 M.). Sie vereinigen sich bei Gèdre. Sie haben beide die überschobene Decke (S + D + H, Fig. 21) und die Kreide (C) durchnagt und bilden miteinander ein halbmondförmiges Fenster, das im Westen im Cirque de Gavarnie, im Osten im Cirque de Troumouse endet. In seiner Tiefe ist der

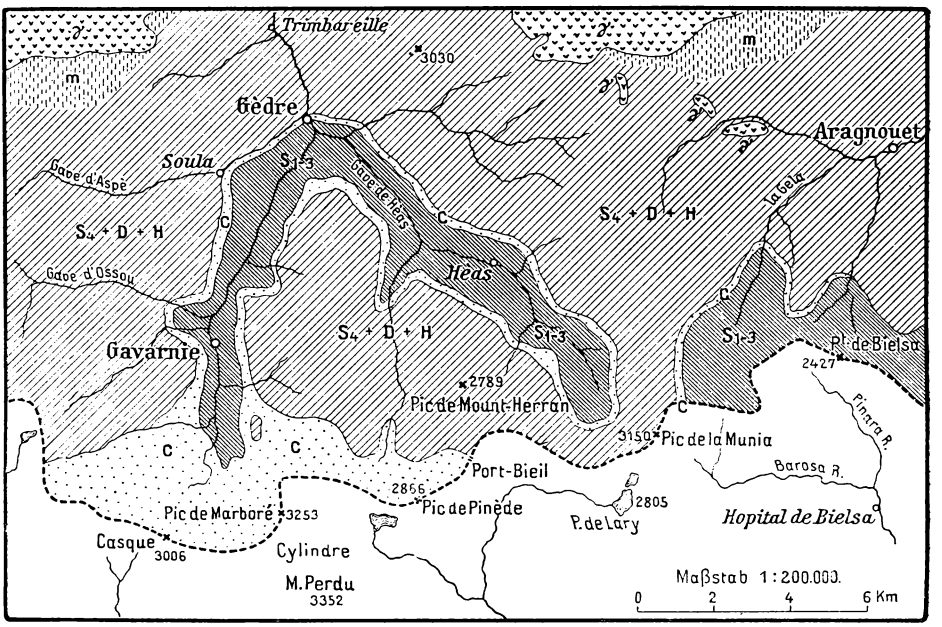



Fig. 21. Gavarnie und die französische Grenze gegen M. Perdu.
*S 1—3* = Silur, durch Granit verändert; $S_4 + D + H$ = Ober-Silur, Devon und Carbon; *C* = obere Kreide; $\gamma$ = Granit; *m* = Contactzone des Granites.

Unterbau, von Granit verändertes Unter-Silur ($S_{1-3}$, Fig. 21), entblösst, darauf in autochthonem Verbande das Campanien mit Rudisten und über diesem bis in die hohen Gipfel des Pimené, des M. Herran, des Pic de la Munia (3150 M.), der durch das Fenster abgetrennte Theil der Decke. Bresson vermuthet, dass die grosse Bewegung gegen S. sich auf dem mächtigen Graptolithenschiefer vollzogen habe. Es folgt, dass, da der Unterbau untersilurisch ist, eine scheinbar normale Schichtfolge dort auftreten könnte, wo die Kreide gänzlich durch Auswalzung verloren gegangen wäre. Jedenfalls muss wegen autochthoner Auflagerung der Kreide, $S_{1-3}$ schon vor der Kreide blossgelegen haben.

Den Abschluss des Cirque de Gavarnie bildet eine gewaltige Mauer von steilgefaltetem Campanien und Danien. Die palaeozoische Decke hat geendet. An dem Aufstiege zum Passe von Gavarnie ist ihre Grenze gegen die Kreide ganz steil.[99]

Da die aufsteigende Kreide mit jener des Fensters zusammenhängt, kann diese Grenze keine Verwerfung sein. Die übereinandergethürmten Falten der Kreide-Kalke erreichen nun an der spanischen Grenze in einer Reihe von Gipfeln über 3000 M. (Marboré 3253 M.) und jenseits der Grenze bilden sie den M. Perdu (3352 M.). Sowohl am Marboré als in der Gipfel-Region des M. Perdu wurden auch Nummuliten gefunden.

Demnach scheint, dass der Unterbau $S_{1-3}$ eine autochthone, von Campanien bis Eocän reichende Auflagerung besass, und dass die ganze Auflagerung von der überschiebenden Decke erfasst, bis auf ihr tiefstes Glied, in dem Hippuriten in tellerförmige Scheiben umgeformt sind, mitgeschleppt und ausgewalzt wurde. Ihr plötzliches Aufsteigen und Anschwellen im Cirque de Gavarnie und an der spanischen Grenze würde vielleicht nichts Anderes bedeuten, als ein mächtiges Aufquellen am Rande der auflastenden Decke. Damit stimmt auch überein, dass Margerie bereits im J. 1886 namentlich vom Cylindre (3327 M., zwischen Marboré und M. Perdu) gehäufte, gegen S. geöffnete cretacische Synclinalen beschrieben hat.[100]

Basses Pyrenées. Es wurde gesagt, dass auf der Kreide von Eaux Chaudes auch Schollen von Flysch mit Fucoiden liegen. Gegen West setzt nach Bresson's Beobachtungen dieser Flysch wohl noch 30 Kilom. fort, eingeschlossen zwischen der von N. gekommenen palaeozoischen Schubdecke und dem Unterbau.[101] Dann, im Norden des Pic d'Anie (2504 M.), erweitert sich dieser eingeklemmte Streifen mehr und mehr; endlich bildet er, nachdem am Pic d'Anie die Hautes Pyrenées ihr Ende gefunden, an ihrer Stelle das ansehnliche Flysch-Gebirge, welches von S. Engrace aus nördlich von Pampelona vorbeizieht.

Dieser Flysch ist Ober-Senon; in seinen höchsten Theilen findet man Fossilien des Danien und er entspricht folglich im Alter dem bayrischen Flysch. Er wird als der spanische Flysch bezeichnet im Gegensatze zu jenem der Nordseite, welcher für cenoman gilt.

Den Schriften E. Fournier's lässt sich folgendes Querprofil der Basses Pyrenées entnehmen.[102]

Im Norden liegt die cretacische Ebene von Mauléon. Dann folgt eine lange Anticlinale. Ihre Nordseite besteht aus einer normalen bis in die Trias hinab reichenden Serie, gegen N. geneigt oder etwas gegen N. herüber gebogen. In der Axe erscheint Unter-Carbon oder ein mächtiges Rothliegend-Conglomerat (Poodingue de Mendibelza). Die südliche Seite ist stets stark gegen S. überfaltet, aber der südliche Schenkel ist nur wenig, in der Regel nur durch Trias vertreten. Diese trennt eine durch die ganze Strecke fortlaufende, gegen N. geneigte Ueberschiebungsfläche vom Flysch. Nun folgt das Flysch- und Kreidekalk-Gebirge, welches weit höher ist und hier die orographische Axe der Pyrenäen ausmacht. (Pic d'Orhy 2017 M.)

An der Grenzfläche zwischen der Trias und dem N.-Rande des Flysch tritt bei S. Engrace, wie auf einer Fuge, etwas Unter-Silur hervor und legt, der gegen Süd gerichteten Bewegung entsprechend, eine Deckscholle von Perm, Cenoman und Silur auf den Flysch.[103]

Der Westen und Süden. Stuart-Menteath hat eine Uebersichtskarte der Umgebung des Labourd, später eine genauere Karte des Nordens, de Garza eine Karte des Südwestens und Mallada des Südostens geliefert. Termier hat den Granit der Aja beschrieben.[104]

Im äussersten NO. der Masse, bei Hasparren, liegt granitischer Gneiss, der M. d'Ursouia (678 M.), kaum von der vorliegenden Ebene sich abhebend. An ihn schliesst sich eine unregelmässige Ellipse, gegen SW. etwa 60 Kilom. lang, auf der palaeozoischen Gesteine hervortreten, ferner nahe dem Rande, der Granit der Peña de Aja, (816 M.). Obere Kreide transgredirt an einzelnen Stellen.

Stuart-Menteath's Karte lässt keinen Zweifel darüber, dass die von S. Engrace herbeiziehende Anticlinale von Trias und Jura, welche die Nordseite der Basses Pyrenées bildet, sich der Ostseite der Masse von Labourd anschmiegt und gegen NW. nach Hasparren streicht. Von dort beugt sich dieselbe Zone um den Norden der alten Masse gegen W. und die Beobachtungen von Garza und Mallada lehren, dass auch fast die ganze übrige Masse ringsum bis gegen Roncevalle von ähnlichen Ablagerungen umgürtet ist. Darauf legt sich ein weiter Mantel von Kreidekalk und Flysch, der längs der Küste über Fuenterrabía her-

beizieht, durch Guipúzcoa sich fortsetzt und N. von Pampelona sich mit dem Flysch der Hauptkette der Pyrenäen vereinigt.

Hieraus ergibt sich, dass die Pyrenäen an der Bidassoa und bei S. Sebastian durch eine fortlaufende Flysch-Zone vom Meere getrennt sind. Sie sind nach Garza in dieser Strecke nach N. gefaltet und sogar stellenweise überfaltet. Auch der Flysch von Guipúzcoa ist gegen N. gefaltet. Aus ihm ragt eine Masse von Ophit auf, die 16 Kilom. lang und 6—8 Kilom. breit ist.

Die Klippen von Biarritz sind dem Streichen des Flysch an der unteren Bidassoa parallel, aber in Vizcaya tritt in dem gleichfalls von Flysch bedeckten Lande deutlich Str. NW. hervor. Es prägt sich aus in einem langen Zuge von Ophit, vielleicht der Fortsetzung des früher erwähnten Vorkommens, dann in einer langen über Bilbao streichenden Anticlinale von Unterkreide, endlich auch in der langen Synclinale von Eocän, welche, zum Theile den oberen Ebro begleitend, aus Alava nach Burgos zieht. Die Faltung ist in Vizcaya heftig und gegen das Meer; d. i. gegen NO. gerichtet.[105]

Nicht weit W. von der Strecke, an welcher die Anticlinale von Bilbao sich dem Meere nähert, bei Entrambasaguas unweit Santander, und von hier an bis über die Picos d'Europa (Peña de Cerredo, 2642 M.) verfolgte Termier ein aus überschobenen Decken von Trias bis Eocän, und im Süden aus palaeozoischen Schichten bestehendes Gebirge, von dem nach der allgemeinen Lage angenommen werden muss, dass es südlich vom Flysch-Gebirge hervortritt.[106] Sein gegen N. gefaltetes Ende erreicht Oviedo. (II, 147).

Hieraus muss vermuthet werden, dass dieses Gebirge nicht den Pyrenäen zuzurechnen ist.[107] —

Nur wenige Worte sollen über den Süden gesagt sein. Es ist kaum etwas den älteren Schilderungen von de Margerie und Schrader und von Mallada hinzuzufügen.[108]

Von NW. her begleitet den südlichen Rand des Hochgebirges eine nicht breite, mesozoische, hauptsächlich cretacische Zone, zu welcher auch der cretacische Flysch bei S. Engrace gehört. Ihr folgt eine breite Zone von mässig gefaltetem Eocän, von Pampelona her über Jaca streichend (Zône de l'Aragon). Sie ist im Süden begrenzt durch das neuerliche Hervortreten von Trias mit Ophit und von Kreide, das in einem langen und

schmalen Streifen zwischen R. Aragon und R. Gallego beginnt, NO. von Huesca unter Unregelmässigkeiten gegen Nord zurückweicht, dann an Breite und Ausdehnung gewinnt und in wiederholten bogenförmigen Stücken (Sierra del Monsech, 1693 M.) am oberen Segre wieder Anschluss an die Pyrenäen erlangt (Zône des Sierra's). Hiedurch wird zugleich die Zône de l'Aragon gegen SO. abgeschlossen. Dieses Hervortreten geschieht im Nordwesten in Gestalt einer Anticlinale oder auch eines Bruches und es ist noch einige Bewegung gegen Süd bemerkbar.

Miocäne Ablagerungen füllen das Thal des Ebro.

Uebersicht. Vor den Pyrenäen liegen zwei fremde Massen, jene von Mouthoumet, die offenbar ein Theil der M. Noire ist, und jene von Labourd. Faltungen, die mit jenen der Pyrenäen zusammenhängen, umgeben sie. Ohne diesen Umstand könnte man leicht sagen, dass die Pyrenäen schon O. vom Labourd enden und dass diese Masse ausserhalb der Pyrenäen liege.

Im Gegensatze zu anderen jungen europäischen Ketten zeigen die Pyrenäen deutlich eine gegen N. und eine gegen S. gerichtete Bewegung. Wo sie sich begegnen, tritt steile, mehr oder minder fächerförmige Stellung ein, wohl auch scharfe Dislocation, die, wie am Gave de Pau gezeigt wurde, Unter-Devon gegen Albien setzt.

Die nördliche Bewegung lässt sich schon vom Var her durch die ganze Provence verfolgen; sie umgibt und beeinflusst Mouthoumet, dessen W. Rand Verfaltung mit mesozoischen Sedimenten zeigt. Ihr gehört auch die Masse des Roc de France an, SO. vom Tech bis an den Südrand der Pyrenäen reichend. Die grossen Verfrachtungen der Nordseite der Pyrenäen (Trois Seigneurs, S. Barthélemy etc.), die Petites Pyrenées, alle gegen NW. bis Dax und noch weiter hinaus unter der Ebene fortstreichenden Falten, mit ihnen der äussere Saum der Basses Pyrenées, der auch den Gneiss von Labourd umgürtet, die Flysch-Zone an der Bidassoa, die Berge von Vizcaja und der Norden Spanien's bis zu den Picos d'Europa unterliegen der Bewegung gegen N. Sie reicht von Cannes bis nach Oviedo. Sie war eine allgemeine, vielleicht mit einer Schaarung in W. Guipúzcoa. Nicht nur Mouthoumet, auch Labourd wurde nach N. geflösst, mit ihnen augenscheinlich auch der ganze, heute gegen S. überschobene Antheil.

Die südliche Bewegung ist eine sehr energische, aber sie

ist räumlich begrenzt. Sie beginnt nach dem heutigen Stande der Erfahrungen am Tech, an der SO. Seite des Canigou, greift bald tief in die Pyrenäen ein, umfasst dann die ganze Breite der Hautes Pyrenées, verflacht jenseits Urdos, öffnet die eingeklemmte Flysch-Synclinale in der Richtung der Basses Pyrenées, beherrscht aber diese noch bis zu ihrem Ende mit Ausnahme des nördlichen Saumes. Gegen den Süden, in den vorliegenden cretacischen und tertiären Sierren ist auch Faltung gegen S. vorhanden; sie flacht aber aus und erreicht nicht den Ebro.

Diese örtliche Umgrenzung deutet auf Senkung. Auch der Umstand, dass bei Gavarnie in der Tiefe des Fensters die Kreide autochthon dem Unter-Silur aufliegt, dass dieses daher eine abgetragene Oberfläche bietet, auf der noch Campanien bis Eocän lag, möchte dahin weisen.

Man könnte sich vorstellen, dass eine in Bewegung gegen N. dabei jedenfalls in Spannung befindliche Masse, durch eine Senkung unterbrochen, diese Spannung in der entgegengesetzten Richtung d. i. gegen S. auslösen würde. Dieser Annahme würde auch die steile Fächerstellung entsprechen, welche sonst mit den nahen Verfrachtungen gegen N. kaum vereinbar wäre.

Dabei kömmt jedoch noch ein recht räthselhafter Umstand in Betracht.

Die Pyrenäen liegen tiefer innerhalb des vorpermischen Aufbaues der Altaiden als irgend eine andere der jüngeren Ketten Europa's. Ihre sogenannte primäre Serie besteht lediglich aus Bruchstücken der Altaiden. Das Streichen des gegen S. bewegten Theiles, W. 30° N., fällt in jene der Karpinsky'schen Linien (WNW. bis NW.). Wie bei diesen nimmt die Intensität gegen WNW. ab. Wie bei diesen ist die Südseite gesenkt und wie bei diesen geht im Gegensatze zu der allgemeinen Nord-Bewegung die Bewegung gegen Süd.

Diese Kennzeichen sind hier asiatische genannt worden. Ob ihr Eintreffen in den Pyrenäen ein Zufall ist oder tiefere Bedeutung hat, wird dann zu prüfen sein, wenn das Wesen dieser Linien überhaupt genauer bekannt sein wird. Der Umstand, dass die Bewegung gegen S. vor der Masse des Roc de France endet, spricht nicht zu Gunsten asiatischer Beziehungen. —

Die jüngeren basischen Intrusionen der Pyrenäen sind lehrreich für andere Gebirge. Dass sie die Nachbargesteine im

Contact verändert haben, wurde von Lacroix in unbestreitbarer Weise erwiesen.[109])

Sie treten auch hier bald als stumpfe Massen auf, bald als Theile von Gängen, bald als Einschaltungen, welche die Länge von 1 bis 4 Kilom. und mehr erreichen mögen. Nach den ausführlichen Angaben von Carez sind zwei Gruppen von Intrusionen zu unterscheiden. Eine gehört dem Unter-Lias an und umfasst nur Ophite. Die zweite reicht bis in den Gault und in dieser erscheinen neben Ophit auch Lherzolit, Serpentin, Diorit, Peridotit und Anorthosit (dieser als Gang in Peridotit.[110])

Hier wiederholt sich daher die Serie grüner Gesteine, welche in verschiedenen Horizonten, bei Ivrea und in den piemontesischen Alpen, in der salzführenden Trias der östlichen Kalkalpen, in den lepontinischen Deckschollen, im Appennin, in NO. Corsica und auf Elba, ferner im ganzen Verlaufe des mediterranen Atlas und der betischen Cordillere, von Tunis bis Gibraltar und von dort bis zu den Balearen auftritt. Lacroix zeigt, dass in den Pyrenäen Biotit-Granit durch Aufnahme von Kalk zu Peridotit mit Hornblende wird. Hier wird von der Meinung ausgegangen werden, dass diese grünen Gesteine und mit ihnen die Peridotite wenigstens in der grossen Mehrzahl ursprüngliche abyssische Felsarten sind. Dafür sprechen auch die Nickelerze.

Steinmann hat auf die häufige Verbindung solcher Intrusionen mit dem Radiolarien-Schiefer der Tiefsee hingewiesen und die grünen Gesteine mit der Tiefsee in ursachliche Verbindung zu bringen versucht.[111] In der That ist diese Verbindung häufig und an entfernten Orten zu sehen, und werden wir auch das häufige Auftreten hochbasischer Felsarten in der Mitte der Oceane zu erwähnen haben. In den Pyrenäen, in S. Spanien und in NW. Africa erscheinen sie aber in Sedimenten, die als solche der Tiefsee nicht anerkannt werden können, und hier sind die Thatsachen einer solchen Verallgemeinerung nicht günstig.

Man sieht in Europa diese grünen Intrusionen oder ihre zertrümmerten Spuren an hunderten von Stellen innerhalb der Gebiete großer Dislocation vom Wolfgang-See bis an den Rand der Sahara. Man sieht sie nicht im Vorlande, weder im Norden noch im Süden, und wir betrachten sie daher in Europa als Begleiter der tektonischen Bewegungen.

# Anmerkungen zu Abschnitt XV: Posthume Altaiden.

1 Uhlig, Bau u. Bild, S. 690—708.

2 Ders. Geol. d. Tatra-Gebirges; Denksch. Akad. Wien, 1897, LXIV, S. 643—684, u. 1899, LXVIII, S. 43—130, Karten; im Westen: dess. Beitr. z. Geol. d. Fatra-Kriwán-Geb.; ebendas. 1902, LXXII, S. 519—561, Karte.

3 M. Lugeon, Analogie entre les Carpathes et les Alpes; Comptes rend. 17. Nov. 1902, und dess. Les Nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes; Bullet. Laborat. Géol. Univ. de Lausanne, 1903, Nr. 4, 51 pp.

4 M. Limanowski, Sur la découv. d'un lambeau de recouvrem. subtatr. dans la région hauttatr. de Gladkie (M. Tatra); Bull. Acad. Cracov. 7. Mars 1904, p. 197—199 (auch in poln. Spr.); ders. Blick auf den Bau der Karpath.; Kosmos (Lemberg) 1905, XXX, p. 253—340 (poln.); ders. Sur la genèse des Klippes des Carp.; Bull soc. géol. 1906, 4. sér., VI, p. 151—164.

5 Uhlig, Ueb. d. Tektonik d. Karpath.; Sitzungsber. Akad. Wien, 1907, CXVI, S. 871—981, Karte; für dinarische Spuren im ung. Mittelgeb. G. v. Arthaber, Die alp. Trias des Mediterr. Gebietes (Frech, Leth. Geogn. II, I) $8^0$, Stuttg., 1906, S. 432—434.

6 Ein Verzeichniss der umfangreichen Literatur in Uhlig, Der pieninische Klippenzug; Jahrb. geol. Reichsanst., 1890, XL, S. 559—824; für die neuere Anschauung insbes. dess. Tekton. d. Karp., S. 913.

7 Dess. Tekton. d. Karp., S. 877 u. folg.

8 Stur, Jahrb. geol. Reichsanst., 1891, XLI, S. 1—10.

9 Ich habe eine solche Stelle bei Paskau, S. von Mähr.-Ostrau, besucht. Ein ansehnlicher, leicht bewaldeter Rücken von Unter-Kreide tritt vor, und kaum einige hundert Schritte von seinem mit Teschenit-Schutt bedeckten Abhange steht das Bohrloch. Petraschek gibt an, dass nach etwa 400 M. (tertiärer) Schichten das flötzreiche Carbon erreicht worden ist; Verh. geol. Reichsanst., 1906, S. 362.

10 Geol. Atlas Galizien's, herausgegeb. v. d. Physiogr. Komm. d. Akad. Krakau. Text zu Bl. Drohobycz von W. Szajnocha, J. Grzybowski u. P. Miaczyński, 1906; insbes. die Profile von Grzybowski u. Miaczyński auf Bl. 6.

11 Arn. Heim, Brandung der Alpen am Nagelfluh-Gebirge; Vierteljahrsschr. Natf. Ges., Zürich, 1906, LI, S. 441 u. folg.

12 Ueb. d. Bau der ital. Halbinsel; Sitzungsb. Akad. Wien, 1872, LXV, S. 217—221.

13 Lotti, Bull. com. geol. 1905, XXXVI, p. 50.

14 Ders., Sulla età delle roccie ofiol. del Capo Argentario; ebendas. p. 177—181.

15 Ders. ebendas., Di un caso di ricuoprimento pr. Spoleto; ebendas., p. 42 u. folg., 1906, XXXVII, p. 34 u. folg. und 280 u. folg.

16 E. Haug, Sur quelques points théor. relatifs à la Géol. de la Tunisie; Assoc. franç. pour l'Avancem. d. Sciences; Congrès de S. Etienne, 1897, p. 366—376.

17 Lotti, Consid. sintet. sulla orogr. e sulla geol. d. Cat. Metallif.; Boll. com. geol. 1892, XXIII, p. 55—71.

18 C. Viola, Comun. prel. sopra un terr. cristallino in Basilicata; Boll. com. geol. 1892, XXIII, p. 244—246.

19 Von den zahlreichen Schriften mögen nur erwähnt sein: im Norden: F. Bassani, Sui Foss. e sull' Eta degli Schist. bitum. di M. Pettine; Mem. Soc. Ital. d. Scienz. (Napoli) 1892, XL, 27 pp., und dess. Foss. nella Dol. trias. des Dintorn. di Mercato S. Severino; Atti Accad. Nap. 1893, 2. ser., V, No. 9, 15 pp.; Bassani e de Lorenzo, Per la geol. d. penins. di Sorrento; Rendic. Accad. Linc, 1893, ser. 5, II, p. 202, 203; Ag. Galdieri, Oss. geol. sui M. Picentini; Rendic. ebendas. 1907, 5. ser., V, p. 529—534; — ferner für den Süden: G. de Lorenzo, Trias d. dint. di Lagonegro; Atti ebendas. 1892, 2. ser., V, No. 8, 48 pp.; ders. Le Mont. mesoz. di Lagonegro; ebendas. 1894, 2. ser., VI, No. 15, 125 pp., Karte; ders. Oss. geol. nell' App. d. Basilic. merid.; ebendas. 1895, 2. ser., VII, No. 8, 31 pp., und insbes. dess. Guida geol. in Boll. soc. geol. 1898, XVII, p. 170—195, Karte, und Stud. di Geol. nell' App. merid., ebendas. 1896, 2. ser., VIII, No. 7, 128 pp., und Geol. e Geogr. fis. dell' It. merid. 1904, 8°, Bari, 241 pp.; Bittner, Brachiop. d. Trias v. Lagonegro; Jahrb. geol. Reichsanst., 1894, XLIV, S. 583—588, und Böse u. Lorenzo, Geol. Beob. in S. Basilicata u. NW.-Calabr.; ebendas. 1896, XLVI, S. 235—268. — Für das ganze Gebiet: Baldacci e Viola, Sull' Estensione d. Trias in Basilic. e sulla Tett. generale dell' App. merid.; Boll. com. geol. 1894, p. 372—390; E. Cortese, Descr. geol. d. Calabrie; Mem. descr. Carta geol. 1895, IX, 310 pp., Karte, und G. Di-Stefano, Oss. geol. n. Calabr. settentr. e n. Circond. di Rossano, 1904; ebendas. App. zu vol. IX, 119 pp. Ferner die geol. Karte in 1 : 100.000.

20 De Lorenzo, Stud. geol. d. M. Vulture; Mem. Acc. Nap., 1900, 2. ser., X, No. 1, 207 pp., Karte; insbes. p. 37 u. folg.; ferner E. Böse, Contrib. alla Geol. d. Penins. di Sorrento; ebendas. 1896, 2. ser., VIII, Nr. 8, 18 pp., und Böse u. de Lorenzo, Zur Geol. d. M. Picentini bei Neapel; Zeitschr. d. geol. Ges., 1896, XLVIII, S. 202—215; G. Rovereto, L' Isola di Capri; Atti soc. ligust., Genua, 1907, XVIII, p. 22—25, dagegen de Lorenzo, Atti Acc. Linc. 1907, XVI, p. 853—857.

21 M. Cassetti, Oss. geol. sul M. Masicco presso Sessa Aurunca; Boll. com. geol. 1894, XXV, p. 160—166.

22 A. Galdieri, Osserv. sui Terr. sedim. di Zannone; Rendic. Accad. Nap., 18. Feb. 1905, 8 pp., Karte.

23 C. Viola, Il Monte Circeo; Boll. com. geol. 1896, XXVII, p. 161—171, Karte.

24 Cortese, Descr. geol. Cal., p. 63 u. folg.

25 A. Fucini, Stud. geol. sul circond. di Rossano; Atti Acc. Gioen. Catania, 1896, IX, No. XVII, 87 pp., Karte; insbes. p. 5 u. folg. Ueber die im NW. Theile der Sila zum Kinzigit gerechneten Schiefer L. Busatti, Atti Soc. tosc. Pisa; Proc. verb. 1891—1893, VIII, 5. marzo 1893, p. 202—208.

26 D. Lovisato, Cenni geogn. e geol. sulla Calabr. settentr.; Boll. com. geol. 1878, IX, p. 155, u. Fortsetzungen, insbes. 1879, X, p. 39 u. 137; ganz ähnlich Novarese, Boll. soc. geol. 1906, XXV, p. 179.

27 G. v. Rath, Geogn.-geogr. Bemerk. üb. Calabrien; Zeitschr. deutsch. geol. Ges., 1873, XXV, S. 150—209, insbes. S, 159; Cortese, Descr. geol. Cal., p. 219.

28 G. v. Rath, am ang. O., S. 167; Lovisato, am ang. O., 1879, X, p. 33 u. folg.; Fucini, am ang. O., p. 18—21. Auf der Karte 1 : 100.000 wird dieser Kalk als archaisch angesehen.

29 Fucini, am ang. O., Greco, insbes. Lias inf. nel circond. di Rossano, 8°, Pisa, 1893, 128 pp.; ders. Sulla Presenza d. Oolite inf. etc. Proc. verb. Soc. Tosc. Sc. Nat. 3. marzo 1895, 6 pp. und dess. Lias sup. nel circond. di Rossano; Boll. soc. geol. 1896, XV, p. 92—121; die Ergebnisse sind vereinigt in Di-Stefano, Oss. geol., p. 93—119.

30 M. Canavari, Conglom. arenar. e quarziti liasiche di Puntadura; Atti Soc. tosc. Pisa, Proc. verb. 1891—1893, VIII, 15. Nov. 1891; p. 13, 14.

31 Di-Stefano, Oss. geol., p. 114.

32 Lovisato, am ang. O., p. 226, 228; Cortese, am ang. O., p. 223; Fucini, am ang. O., p. 20; für die Mineralien der Kalke im Kinzigit V. Novarese, Calc. crist. a calcefir. dell' Arcaico calabr.; Boll. com. geol. 1893, XXIV, p. 17—43.

33 Erdbeb. d. südl. Italien; Denkschr. Akad. Wien, 1875, XXXIV, S. 1—32; L. Burgerstein und F. Noë, Geol. Beob. im S. Calabr.; Sitzungsb. Akad. Wien, 1880, LXXXI, S. 154—173, Karte; Bassani e de Lorenzo, Il Monte Consolino di Stilo; Atti Accad. Nap., 1894, 2. ser., VI, No. 8, 6 pp. Hiezu die erwähnten neueren Arbeiten von Cortese u. Di-Stefano.

34 Di-Stefano e Cortese, Guida geol. dei Dintorn. di Taormina; Boll. soc. geol 1891, X, p. 197—246. Diese Schichtfolge weicht sehr wesentlich ab von jener, die ich selbst (z. B. Erdbeb. v. S. Italien, S. 6, auch hier I, 289) in Uebereinstimmung mit älteren Ansichten der sicilischen Geologen angeführt habe und die auch noch Baldacci's ausführlicher Descr. geol. dell' Is. di Sicil. (Mem. descr. d. Carta geol. 1886, I, 403 pp.) und der Specialkarte 1 : 100.000 zu Grunde liegen. Die Aenderung ist hauptsächlich ein Verdienst Di-Stefano's. Der Dolomit fällt nun dem Unter-Lias zu. Allerdings bestehen noch wesentliche tektonische Unklarheiten. (Guida, p. 46.)

35 G. G. Gemmelaro, La Fauna d. Calc. con Fusulina d. Valle d. Fiume Sosio, $4^0$, Palermo, 1887, 338 pp.; ders. I Cefalop. d. Trias sup. d. reg. occid. della Sicilia; Giorn. publ. p. cura d. Societ. di Sc. Nat. ed Econom. Palermo, 1904, XXXIV, p. 1—319, insbes. Note zu p. XXV.

36 M. Lugeon et E. Argand, Sur de grands phénom. de charriage en Sicile; dies Sur la grande nappe de recouvrement en Sic.; dies. La racine de la nappe sicil. et l'arc de charriage de la Calabre; Comptes rend. 23. Avr., 30. Avr., 14. Mai 1906; G. Di-Stefano I pretesi grandi fenom. di carreggiamento in Sic.; Rendic. Accad. Linc. 3. e 14. marzo 1907, p. 258—271, 375—381.

37 Ang. d'Ossat, I ciott. esotici nel Mioc. del M. Diruto; Atti Acc. Linc, 1900, IX, p. 384—391; X, p. 40—44. Aehnliches berichtet aus dem Appennin von Bologna Roccati in Boll. soc. geol. 1904, XXIII, p. 409—418.

38 W. Deecke, Die sog. „errat. Granite" in Apulien u. d. Basilicata; Neu. Jahrb. f. Min., 1891, II, S. 49—61; Baldacci u. Viola, am ang. O.

39 G. v. Rath, Geogn.-geol. Bemerk. üb. Calabr., S. 162.

40 Baldacci, Descr. geol. Sic., p. 266.

41 De Stefani, de Lorenzo u. Di-Stefano leugnen jede Senkung im Tyrrhenischen Meere und zum Theile auch die Einseitigkeit des Appennin; der letztere besonders ausführlich in Mem. descr. Cart. geol. 1904, App. al vol. IX, p. 83—92. Dagegen sucht Nicotra sogar die Einzelheiten der stückweisen Senkung zu ermitteln; dess. Come siasi fatta l' Italia; Mem. Accad. Zelant., Aci Reale, 1905, 3. ser., IV, p. 51—72. Auf die thiergeografische Literatur, welche sich mit diesem Gegenstande beschäftigt, soll hier nicht eingegangen werden.

42 L. Pervinquière, Etude géol. de la Tunisie centrale; $4^0$, Paris, 1903, 359 pp., Karten, insbes. p. 336. Auch Baltzer sah bereits, dass die Ketten gegen die Bucht von Tunis streichen; ders. Beitr. z. Kenntn. d. tunes. Atlas; Neu. Jahrb. f. Min. 1893, II, S. 27, und 1895, I, S. 105.

43 L. Gentil, Esq. stratigr. et petrogr. du Bassin de la Tafna; $8^0$, Alger, 1902, 536 pp., Karten.

44 Gentil, ebendas. p. 84, 97.

45 E. Ficheur, Les Plissements du Massif de Blide; Bull. soc. géol. 1896, 3. sér., XXIV, p. 982—1041, insbes. p. 985. Es bleibt allerdings auffallend, dass in diesen Schiefern nie organische Reste gefunden wurden, während Unt.-Carbon sogar bis in die SW.-Fortsetzung der Berge von Tlemcen, nach Gentil vielleicht als N. Fortsetzung des Dj. Bechar bekannt ist; ders. Comptes rend. 24. Févr. 1908, p. 428.

46 So z. B. A. Pomel's sonst höchst verdienstliche Explic. de la 2. édit. de la Carte géol. provis. de l'Algérie au 1 : 800.000; $4^0$, Alger, 1890, 217 pp.; angefügt: J. Curie et G. Flamand, Etude succincte sur les roches érupt.; 101 pp. Es ist nichts Näheres über die Spuren von Ammonitiden und von Walchia, sowie über Coniferenstämme bekannt geworden, welche Jourdan, Coquand und andere ältere Beobachter von der Küste von Oran, namentlich vom Löwenberge, anführen; vgl. Pomel, am ang. O., p. 11—14.

47 M. Bertrand, Bull. soc. géol. 1896, 3. sér., XXIV, p. 1184; J. Blayac et L. Gentil, Le Trias dans la Région de Souk-Ahras; ebendas. 1897, 3. sér., XXV, p. 523—548.

48 Termier setzt in Tunis grosse Verfrachtungen über der Trias voraus; über ihr Ausmaass mag Meinungsverschiedenheit bestehen; dess. Sur les phénom. de recouvrement du Dj. Ouenza (Constantine) et sur l'exist. de nappes charr. en Tunisie; Comptes rend. 9. Juill. 1906; auch ders. in de Launay, Les richesses min. d'Afrique, $8^0$, 1903, p. 341.

49 Gentil, am ang. O., p. 210 u. folg., p. 274, 275; auch Curie et Flamand, am ang. O.

50 Hier ist im Anschlusse an die frühere Darstellung die neuere Schilderung des Aussenrandes durch Rolland zu Grunde gelegt; dess. Chemin de Fer Transsaharien, Géol. du Sahara Alg.; $4^0$, Paris, 1890, p. 14—29, pl. IV und die Karte der Landesaufnahme in 1 : 800.000. Manche Wiederholung war nöthig, um den Zusammenhang erkennen zu lassen. — Die einzelnen Ketten, die den Gesammtnamen Dj. Tebaga tragen, ziehen von Gabès gegen W. und treten als Halbinsel in den Schott el Djerid; Idoux, Ann. de Géogr. 1902, XI, p. 439.

51 Insbes. Ph. Thomas, Rech. sur quelques Roches ophit. du Sud de la Tunisie; Bull. soc. géol. 1891, 3. sér., XIX, p. 430—472.

52 E. Haug, Sur les relat. tecton. et stratigr. de la Sicile et de la Tunisie; Comptes rend. 14. Mai 1906; auch Bull. soc. géol. 1906, 4. sér., VI, p. 355, 356.

53 Zittel, Bull. soc. géol. 1896, 3. sér., XXIV, p. 1175, 1181 u. folg.

54 Im äussersten Westen Sicilien's herrscht bei Trapani in Trias u. Jura Str. NO., ebenso in den Aegaden auf Levanzo und Marittimo (?); S. von diesen Stellen tritt aber schon von Corleone her Str. OW. ein und diese Richtung beherrscht auch die grösste der Aegaden, Favignana (Baldacci, Descr. geol. Sic., p. 185 u. folg.) Eine Reihe von Untiefen (Sylvia — 13 M., Hekate — 7 M. u. A.) scheint von hier die Richtung W. in S. gegen Galita fortzusetzen, aber von dieser Insel liegen widersprechende Berichte vor. (I, 291 u. 308 Note 15.)

55 Bull. soc. géol. 1892, 3. sér, XX, p. IX.

56 Mission d'Andalousie. Etudes relat. au Tremblem. de Terre du 25. Déc. 1884, $4^0$, Paris, 1889, 772 pp., Karten.

57 Barrois, ebendas. p. 84; Bertrand und Kilian, ebendas. p. 406 u. 573; die älteren Angaben von Gonzalo y Tarin über die Fossilien des Kalkstein's der S. de Gador verdienen neue Prüfung (Bol. com. mapa geol. esp. 1882, IX, p. 104).

58 Karte, ebendas. p. 117.

59 R. Nicklès, Sur l'Exist. de Phénom. de Charriage en Espagne; Bull. soc. géol. 1904, 4. sér., IV, p. 223—247 (auch Comptes rend. 24. Févr. 1902).

60 Rob. Douvillé, Esq. géol. des Préalpes subbétiques; $8^0$, Paris, 1906, 222 pp., Karten.

61 Miss. d'Andalous., p. 576; R. Douvillé, p. 108. — Nach den letzten, während des Druckes eingelangten Berichten des Herrn Gentil wäre die Sachlage diese: Während des jüngeren Miocän (II. Medit.-Stufe) Verbindung an der Nordseite der betischen Cordillere; während des Unter-Pliocän (III. Med.) Verbindung über Fez: während des Ober-Pliocän (IV. Med.) wird Gibraltar schon offen gewesen sein, da Ober-Pliocän nicht höher als 120 M. liegt, mit welcher Höhe es den Gebirgsbogen nicht übersteigen konnte, und dennoch in Tetuan in derselben Gestalt auftritt, wie am atlantischen Ufer. Renseignem. colon. Supplem. au Bullet. du Comité de l'Afr. franç. Février, 1908; Gentil, Bericht aus Tanger, p. 34.

62 Miss. d'Andalous., p. 527—532; Diabase gehen durch Abnahme der Grösse der Feldspathe in Porphyrite, diese durch das Auftreten von Peridot in Melaphyr (Spilit) über; ebendas. p. 220—223.

63 Ebendas. p. 489 u. folg.; insbes. p. 507. Drasche trennt die jüngere Guadix-Formation von der „miocänen Blockanhäufung" (Jahrb. geol. Reichsanst., 1879, XXIX, S. 112 u. folg.); über diese eigenartigen Vorkommnisse auch L. Siegert, Das Becken von Guadix u. Baza; Zeitschr. Ges. Erdk. 1905, S. 528—554 u. 586—614, ferner W. H. Hobbs, Guadix-Formation of Granada; Bull. geol. soc. Am. 1906, XVII, p. 285—294.

64 R. Nicklès, Rech. géol. sur les terr. sec. et tert. de la province d'Alicante et du S. de la prov. de Valence; Annales Hébert, 1892, I, 219 pp., Karten, insbes. p. 151.

65 H. Hermite, Etudes géol. sur les Iles Baléares; I. Majorque et Minorque, $8^0$, Paris, 1879, 357 pp., Karten; H. Nolan, Sur le Trias des Bal.; Bull. soc. géol. 1887,

3. sér., XV, p. 593, und Sur les terr. trias. et jurass. des îles Bal.; Comptes rend. 4. Déc. 1893; dess. Struct. géol. d'ensemble de l'Archip. Bal.; Bull. soc. géol. 1895, 3. sér., XXIII, p. 76—91, Karten, und Notice prél. sur l'île de Cabrera; ebendas. 1897, 3. sér., XXV, p. 303—305; Nolan unterscheidet in oberer Trias: 1. Zone des Trachyc. Curionii u. Trach. Vilanovae; 2. Z. der Daonella Lommeli; 3. Z. der Hoernesia pseudosocialis u. Monot. salinaria. Dann folgt die allgemeine Serie von Lias und Jura; auf Majorca ist sie von vielen Melaphyr-Gängen durchzogen.

66 L. Mar. Vidal, Note sur l'Oligoc. de Majorque; Bull. soc. géol. 1905, 4. sér., V p. 651—654.

67 J. Bergeron, Etude géol. du Massif ancien situé au Sud du Plateau centr.; Ann. sc. géol. 1889, XII, p. 1—361, Karte; ders. Etude du versant mérid. de la Mont-Noire; Bull. soc. géol. 1898, XXVI, p. 472—487; ders. Note sur la base du Carb. dans la Mont. Noire; ebendas. 1899, XXVII, p. 36—43, und Sur les Nappes de recouvrement du vers. mérid. de la Mont. Noire; Comptes rend. 8. Fevr. 1904, p. 394, und insbes. der Bericht über die Jahresversammlung der französischen geolog. Gesellsch. im Bull. 1898, p. 661—900, sowie 1899, p. 605—790. Dem Osten dieses gestörten Gebietes gehört auch das oft genannte Unter-Devon von Cabrières an; Ch. Barrois, Sur le Calc. à Polypiers de Cabrières (Herault); Ann. soc. géol. du Nord, 1886, XII, p. 74—97; Fr. Frech, Die palaeoz. Bildungen von Cabrières; Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1887, S. 380—487, Karte, u. And.

68 Dasselbe sagt die Auflagerung des Stephanien und permischer Schichten zwischen Albi und Castres; A. Dereims, Feuille d'Albi; Bull. serv. Carte géol., 1898, X, p. 118—120.

69 Bergeron, Feuille de Bédarieux; Bull. serv. Carte géol. 1899, X, p. 125, und Feuilles de S. Affrique et du Vigan; ebendas. 1903, XIII, p. 577 u. folg.

70 Ders., Note sur les terr.-paléoz. des environs de Barcelone et Comparaison avec ceux de la Mont. Noire; Bull. soc. géol. 1898, 3. sér., XXVI, p. 867—875; J. Almera et Bergeron, Sur les Nappes de recouvrement des env. de Barcelone; ebendas. 1905, 4. sér., IV, p. 706—721.

71 Depéret, Comptes rend. 26. Mars 1906, p. 752—755.

72 Dasselbe Gebirge ist von mir bei dem Beginne dieser Studien noch als ein Stück des Vorlandes der Alpen mit dem Namen „Hyerische Masse" angeführt worden.

73 Einige der wichtigsten sind: M. Bertrand, Coupes de la chaîne de S. Baume; Bull. soc. géol. 1884, 3. sér., XIII, p. 115—130, und Nouv. études sur la chaîne de S. Baume; ebendas. 1888, 3. sér., XVI, p. 748—778, Karte; Plis couchés de la région de Draguignan; ebendas. 1889, 3. sér., XVII, p. 234—246; Le Massif d'Allauch; Bull. serv. carte géol. 1891, No. 24, III, p. 283—333, Karte; La Basse Provence; Relief et lignes directrices; aus Ann. de Géogr. 1897, VI, p. 212—229, und 1898, VII, p. 14—33, Karten; Le Bassin crét. de Fuveau et le Bassin houill. du Nord; Ann. d. Mines, 1898, 9. sér., XIV, p. 5—85, Karten; La grande Nappe de recouvrement de la Basse Provence; Bull. serv. carte géol. 1899, No. 68, X, p. 397—467, Karten.

74 Der 14·5 Kilom. lange Entwässerungsstollen unter dem Massif de l'Etoile wurde seither vollendet. In dem „Lambeau charrié de Gardanne", N. vom Etoile, ist, der Voraussage M. Bertrand's entsprechend, die zu Tage anstehende Trias im Stollen nicht getroffen worden; dieser geht in Apt. Hiemit sind die Ueberschiebungen des Nordens bestättigt. Unter dem Etoile selbst lag der Stollen zu hoch im Jura, um eine Entscheidung zu bringen. A. Boistel, Résult. géol. du Percement de la Galerie de Gardanne à la Mer.; Bull. soc. géol., 4. sér., V, 1905, p. 724—740, Karte.

75 Kilian, Remarques sur la Tecton. de la Basse Provence; Bull. serv. carte géol. 1906, No. 110, XVI, p. 449—451; Vasseur u. Fournier erwähnen, dass von Cap Sicié, wo die Maures und die Furche von Cuers unter das Meer sinken, ein Steilrand gegen W. unter dem Meere und S. von Marseille vorbeizieht, während an der Pointe Rouge, nahe S. von derselben Stadt ein Conglomerat mit permischen Rollstücken ansteht. Beide Umstände werden als Zeichen der Fortsetzung der Maures angesehen; Comptes rend. 27. Janv. 1896, Karte.

76 R. Nicklès, Sur les plis couchés de S. Jean-de-Buèges (Herault); Compt. rend. 30. Janv. 1905. Hier besteht das Hinderniss (oberer Jura) aus jüngerem Gestein als die gestauten Sedimente.

77 Ders., Bull. soc. géol. 1899, 3. sér., XXVII, p. 715 u. folg.; insbes. p. 719, 743, 773 u. folg. bis 787.

78 Emm. de Margerie, Notes sur la Struct. des Corbières; Bull. serv. carte géol. 1890, No. 17, II, p. 283—318, Karte; aus älterer Zeit hiezu d'Archiac, Les Corbières; Mém. soc. géol. 1859, 2. sér., VI, p. 209—446, Karte; aus neuerer Zeit insbes. L. Carez, Compos. et struct. d. Corbières et de la rég. adjac. des Pyrénées; Bull. soc. géol. 1892, 3. sér., XX, p. 470—506; L. Doncieux, Monogr. géol. et pal. des Corbières or.; Ann. Univ. Lyon, 1903, nouv. sér. I, fasc. 11; 377 pp., Karte; O. Mengel, Obs. géol. sur la partie SE. des Corbières; Bull. soc. géol. 1904, 4. sér., IV, p. 256—281, Karte.

79 Ch. Depéret, Bull. serv. carte géol. 1896, VII, p. 86—88 u. 1899, X, p. 515—517.

80 Ders. ebendas. 1906, XVI, p. 402, Fenster von Vingrau (NW. von Rives Altes).

81 Z. B. Margerie, am ang. O., A. Bresson, Bull. serv. carte géol. 1897, IX, p. 349—352 u. an and. O.

82 d'Archiac's bereits genannte Schrift über die Corbières; A. Leymerie, Descr. géol. et paléont. des Pyr. de la Hte Garonne; $8^0$, Toulouse 1881, u. Atlas; u. an and. O.

83 L. Carez et Vasseur, Carte géol. de la Françe; 1 : 500.000.

84 Emm. de Margerie et Fr. Schrader, Aperçu de la Struct. géol. des Pyrénées; Ann. du Club Alpin (1891) 1892, XVIII, 65 pp., Karte.

85 L. Carez, La Géol. des Pyrénées franç.; Mem. pour serv. à l'Explic. de la Carte géol. dét. de la France; drei Bände, $4^0$, 1903—1905, 1917 pp., Karten.

86 A. Bresson, Études sur les Formations anc. des Hautes et Basses Pyr.; Bull. serv. carte géol., XIV, 1903, p. 45—322, Karte.

87 Réunion extraord. dans les Pyr. occid. 1906; Bull. soc. géol., 4. sér., VI.

88 A. Lacroix, Le Granite des Pyr. et ses Phénom. de Contact; I, Bull. serv. carte géol., 1898, X, p. 241—308, u. II, e. d. 1900, XI, p. 50—68.

89 L. Bertrand, Sur l'allure des plis anc. dans les Pyr. centr. et orient.; Comptes rend. 4. févr. 1907, p. 289–292; L. Bertrand vergleicht das Zusammentreffen mit der Schaarung im Central-Plateau.

90 Caralp, Le Permien de l'Ariège, ses divers facies, sa faune mar.; Bull. soc. géol. 1903, 4. sér., III, p. 635—550. Im nördlichen Europa fehlt auch nicht ein marines Perm, der Zechstein; in den Alpen ist aber marines Perm nicht bekannt, und die von Caralp entdeckten Vorkommnisse entsprechen jenen Süd-Europa's und der Dinariden; sie enthalten nach Haug sicilische und uralische Arten.

91 L. Bertrand, Sur les Nappes de Charr. N. Pyrén. et Pré-Pyr. à l'Est de la Nesle; Comptes rend. 18. Nov. 1907, und dess. Contrib. à l'hist. stratigr. et tect. des Pyr. or. et centr.; Bull. serv. carte géol. 1907, XVII, p. 281—315.

92 L. Carez, Feuille de Tarbes; Bull. serv. carte géol. 1898, X, p. 102; in der Thalfurche gegen Tarbes auf der W.-Seite des Kegel's sticht noch Granit hervor; für die Gewalt der Bewegung P. Termier, Les Brèches de Friction dans le Granite et dans le Calc. cryst. à Moinè-Menda; Bull. soc. géol. 1904, 4. sér., IV, p. 833—838.

93 J. Seunes, Rech. sur les Terr. second. et l'Eoc. inf. de la Region sous-pyrén. du SO. de la Françe; Ann. d. Mines, 1890, 8. sér., XVIII, p. 209—458, Karte; insbes. p. 412 u. folg.

94 Carez, Pyrén. I, p. 671 u. folg., pl. II. Eine Skizze der Kreuzung dieser Linien durch die Garonne gibt (abweichend von der älteren Darstellung Leymerie's) Carez im Bull. soc. géol. 1902, 4. sér., II, pl. XVII.

95 Karten dieser Klippen geben L. Bertrand, Bull. soc. géol. 1902, 4. sér., II, pl. I, und Douvillé, ebendas., 1905, 4. sér., V. In diesen Klippen werden angeführt: Trias und Ophit, veränderter Jurakalk, Cenoman, Senon, Danien und mehrere Abtheilungen des Eocän. Alle Dislocationen sind älter als das Aquitanien.

96 O. Mengel, Bull. serv. carte géol. (1905) 1906, XVI, p. 414—422, und ebendas. (1906) 1907, XVII, p. 217—225, Karte.

97 L. Bertrand, ebendas. XVI, p. 388.

98 Als Hauptquellen sind zu bezeichnen Bresson's bereits angeführte Schrift im Bull. serv. carte géol., XIV, dann Carez, Géol. des Pyrén. franç., und insbesondere der

Bericht über die Versammlung der französ. geol. Gesellschaft in den W. Pyrenäen im Bull. soc. géol. 1907, 4. sér., VII, p. 81—110.

99 Carez, Géol. de Pyrén. franç., II, pl. IX, Fig. 2; im Port Bieil, an der SO.-Seite des Pimené sieht man noch deutlicher die Auflagerung von Campanien u. Danien; ebendas. pl. VIII, Fig. 2; Barrois am ang. O., p. 292, 298, u. an and. O. für Beziehung der Kreide zur Auflagerung. Pimené ist nicht in Fig. 21 eingeschrieben; er steht nahe dem N. Ende von $S_4 + D + H_1$ südlich von Gèdre.

100 E. de Margerie, Notes géol. sur la région du M. Perdu; Ann. du Club. Alp. franç. 1886, XIII; p. 609—625; auch Douvillé u. L. Bertrand schrieben diese Faltungen nur einem „Refoulement" zu; Bull. soc. géol. 1907, 4. sér., IV, Versamml. in d. W. Pyrén., p. 98, 99.

101 A. Bresson, Feuille d'Urdos; Bull. serv. carte géol. 1906, XVI, p. 385—392, Karte.

102 Eug. Fournier, Ét. géol. sur la partie occ. de la Chaîne des Pyr. entre la Vallée d'Aspe et celle de la Nive; Bull. soc. géol. 1906, 4. sér., V, p. 699—723.

103 Karte u. Profil gibt Bresson, Bull. serv. carte géol., XVI, p. 390—391.

104 P. W. Stuart-Menteath, Sur la géol. des Pyr. de la Navarre, du Guipúzcoa et du Labourd; Bull. soc. géol. 1881, 3. sér., IX, p. 304—333, Karte; dess. Note sur une Carte géol. de la haute et de la basse Navarre; ebendas. 1891, 3. sér., XIX, p. 917—921, Karte; R. Adán de Yarza, Descr. fis. y geol. de la Prov. de Guipúzcoa; Mem. Com. d. Mapa geol. de Espana, 1884, 175 pp., Karte, u. dess. Provincia Guipúzcoa; Geol. agric., Bosquejo petrogr., $4^0$, S. Sebastián, 1900, 26 pp., Karte; L. Mallada, Reconic. geol. de la Prov. de Navarra; Bol. Com. Map. geol. Esp., 1882, IX, p. 1—64, Karte; Termier, Le Granite de la Haja ou des Trois Couronnes; Bull. soc. géol. 1907, 4. sér., VII, p. 9—17.

105 A. de Yarza, Descr. fis. y geol. Prov. de Alava; Mem. Com. Map. geol. Esp., 1885, 175 pp., Karte, u. ders. Prov. de Vizcaya; ebendas., 1892, 192 pp., Karte.

106 P. Termier, Sur la struct. géol. de la Cordillère cantabrique dans la prov. de Santander; Comptes rend., 27. Nov. 1905.

107 Diese Meinung hat auch Penck geäussert (dess. Die Picos de Europa u. d. Kantabr. Gebirge; Hettner, Geogr. Zeitschr., 1897, III, S. 278—281), u. dabei die tektonische Fortsetzung in den Sierren de la Demanda, de Urbión u. de Moncayo gesucht. In der ersteren herrscht Str. OW. (Larrazet, Rech. géol. sur la reg. orient. de la prov. de Burgos etc., Paris 1895; übers. in Bol. Com. Map. Esp., 1895, XXII, p. 121—143), während S. davon, gegen Soria u. Moncayo die SO.-Richtung des Ebro zur Geltung gelangt (R. Chudeau, Contrib. à l'étude géol. de la Vieille-Castille; Thèse, $8^0$, Paris, 1896, 92 pp., Karte).

108 E. de Margerie et Schrader, Aperçu, p. 605 u. folg. Eine Hauptquelle bleibt L. Mallada, Descr. fis. y geol. de la Prov. de Huesca; Mem. Com. Map. geol., Esp., 1878, 439 pp., Karte.

109 A. Lacroix, Les Phénom. de contact de la Lherzolite et de quelques Ophites des Pyr.; Bull. soc. géol. 1895, 3. sér., VI, p. 307—446; dess. Étude minéral. de la Lherzolite des Pyr. et de ses Phén. de Contact; Nouv. Arch. du Mus., 1894, 3. sér., VI, p. 209—308, u. Livret Guide, Congrès intern. Paris, 1900, No. III, 34 pp., insbes. p. 16. In einem besonderen Falle zeigt Lacroix, dass labradoritische Auswürfe u. andesitische Laven innerhalb der rhätischen Zeit erschienen sind; ders. Les tufs volc. de Ségalas (Ariège); Comptes rend., 20. Janv. 1896.

110 Carez, Pyrén., III, p. 1694 u. folg.; insbes. p. 1702.

111 G. Steinmann, Die geol. Bedeutung d. Tiefseebildungen u. d. ophiolith. Eruptiva; Ber. Natf. Ges., Freiburg i. B.; 1905, XVI, S. 44—46.

# SECHZEHNTER ABSCHNITT.

## Laurentia und nordische Inseln.

1. Die Vereint-Staaten-Kette. — 2. Laurentia. — Grönland. — 3. Nordatlantische Inseln. — Island.

### 1. Die Vereint-Staaten-Kette.

Weit im Norden, im Kennedy-Kanal und auf Grant-Land, haben Feilden und de Rance ein gefaltetes Gebirge getroffen (II, 56). Die Entdeckungen von Sverdrup und Schei im Eureka-Sunde und auf Ellesmere haben sehr viel neues Licht auf diesen Faltenzug geworfen.[1] Low hat diese Beobachtungen mit den älteren vereinigt und einen neuen Entwurf der geologischen Karte des arktischen N. America versucht.[2] Dieses Gebirge wurde die Vereint-Staaten-Kette genannt. Seine Hauptzüge sollen vom äussersten Norden her verfolgt werden.

Aldrich ist bis zur Nordküste von Grant-Land vorgedrungen; hier werden Glimmerschiefer und veränderte Schiefer auf der Karte verzeichnet; das Challenger-Gebirge begleitet diese Küste.

Der Nordosten von Grant-Land ist eine Riasküste. Zwischen Markham Fjord und der Feilden Halbinsel (C. Joseph Henry, 82°42′) streichen ansehnliche Berge gegen ONO. zum Meere hinaus. Sie bestehen aus Ober-Carbon (und Devon?). Hohe Berge, wie Mt. Grant (4900 Fuss, 1500 M.), Mt. Cheops u. A. schliessen landwärts sich an und hier dürften die grössten Höhen dieser nordischen Kette liegen. Es ist nicht unmöglich, dass die muthmaasslich carbonischen, von intrusiven Felsarten durchzogenen

Gesteine des N. Endes von Heiberg Eil. (93° w. L., 81° 22′ n. Br.) der SW. Fortsetzung entsprechen.[3]

In NO. Grant-Land erscheint nun eine mächtige Gruppe von Sedimenten, Feilden's Rawson beds, die sehr wahrscheinlich der Trias des Südwestens gleichzustellen sind, wie auch Schei vermuthet. Sie streichen von C. Bryant in N. Grönland herüber und reichen an der O. Seite des Robeson-Kanales bis zur Polaris-Bucht. Im Westen des Kanales treten sie mit steil aufgerichteten Falten wieder hervor, bilden Cape Rawson, Black Cape u. A., ferner die ganze Westküste bis zur Scoresby Bucht, wo sie mit dem Vorlande, nämlich dem palaeozoischen Saum des canadischen Schildes, zusammentreffen. Die Grenze läuft offenbar schräge durch den Kanal von der Polaris- zur Scoresby-Bucht. Der Lady Franklin Sund mit dem Archer Fjord, dann Hazen Lake und Greeley Fjord, der gegen W. mündet, dürften im Streichen des Gebirges liegen.

Von der Nordseite des Greeley Fjord beschreibt Schei gefaltetes Gebirge; hier wurden Daonella und Halobia getroffen. Zu beiden Seiten des Eureka-Sundes breitet sich die Trias aus. Kittl beschreibt z. B. aus Schei's Aufsammlungen vom Bay Fjord Trachyceras und von der Bären-Halbinsel Protrachyceras und Halobia.[4] An der Südseite dieser Halbinsel tritt Ober-Carbon hervor. Weiter gegen Westen werden die Nachrichten weniger sicher. Von dem Sverdrup-Archipel ist wenig bekannt. Das Land ist niedriger und Schei meint, dass die Faltung nicht auf Heiberg Eil. fortsetze. Das Innere kennt man aber nicht.

Die Trias des Eureka-Sundes ist ein Wechsel von Schiefer und Kalkstein, mit zahlreichen Lagergängen, wie das im Norden, z. B. in Werchojansk, so allgemein der Fall ist.

Für die Vermuthung, dass der Sverdrup-Archipel zum grössten Theile der Trias zufällt, mag als einige Stütze angeführt werden, dass auf den gegenüberliegenden Küsten des Parry Archipel's von Mc Clintock vereinzelte Schollen jurassischer Ablagerungen angetroffen worden sind (z. B. Harpoceras an der Wilkie-Spitze, Pr. Patricks-Land, 76° 20′ n. Br.). Trias wurde jedoch von hier nie gebracht und die Unterlage scheint das flachgelagerte Carbon des Schildes zu sein. (II, 54, Fig. 4 und 56.)[5]

Während alle diese Fragen offen stehen, ist es doch ausser Zweifel, dass der Schild hier im Norden einer ihm sonst fremden,

mesozoischen Schichtfolge begegnet und unter diese hinabtaucht. Ebenso ist wenigstens bis Greeley Fjord, im Kennedy-Kanal bis zu Scoresby-Bucht ein SW. bis WSW. streichendes Stück eines Faltengebirges sichergestellt, das nach der Anordnung seiner Gesteine (Glimmerschiefer im Challenger-Gebirge u. s. w.) gegen Süd gefaltet ist, so dass der Schild zum Vorlande wird.

Dieses Faltengebirge trägt die Merkmale der asiatischen Bogen und darf als ein über den Nordpol greifender Abschluss des asiatischen Baues angesehen werden.

Die blattführenden miocänen Schichten werden da und dort getroffen; sie liegen horizontal.

## 2. Laurentia.

Das weite, von horizontalen cambrischen Sedimenten überlagerte Gebiet alter Felsarten im nördlichen America hat den Namen Laurentia erhalten. Es umfasst den ganzen canadischen Schild; will man es aber als tektonische Einheit ansehen, so muss die ganze flache Auflagerung hinzugerechnet werden bis zu einer natürlichen Abgrenzung.[6] Die Rocky Mountains sind eine solche Grenze, ebenso die Vereint-Staaten-Kette und fast für ihre ganze Länge auch die Appalachien. Auch das Colorado-Plateau, durch die südlichen Aeste der Rocky Mountains gegen Ost abgegrenzt, ist ein Tafelstück und vielleicht ebenfalls als ein Theil von Laurentia anzusehen.

Im Süden kommen laurentische Gesteine in den Ozark-Bergen zu Tage. Dann erscheinen sie noch einmal ausserhalb der Appalachien in Burnet County (Texas) und dort ist, wie im Norden, der Gneiss vom Potsdam-Sandstein flach überlagert. Noch weiter gegen SW. wurde der Granit unter der Kreide des Edwards-Plateau erbohrt (III, b, 82). Laurentia erstreckt sich daher, südwärts allmählig schmäler, bis über 30° n. Br.

Im Norden überspannt der untersilurische Trenton limestone in vereinzelten Schollen den grössten Theil des Schildes in flacher Transgression.

In Minnesota wird ein Schwinden der tieferen Glieder des Silur bemerkbar. In Manitoba, namentlich am Südrande des Winnipeg-See's, liegt nach Dowling's Beobachtungen unmittelbar auf den abradirten vorcambrischen Falten noch ein hellgefärbter Sandstein mit auffallender falscher Schichtung und auf diesem der

mächtige Trenton limestone, welchem die Utica-Schichten folgen. Nur diese beiden Glieder des Unter-Silur sind hier vertreten.[7] Viel weiter im Norden, am Talzoa-Flusse, S. vom See Doobaunt (62—63° n. Br.), etwa 500 Kilom. westlich vom NW.-Ufer des Hudson's Bay; fand Burr Tyrrell mitten in dem Gebiete der alten Felsarten des Schildes eine vereinzelte Scholle von Trenton.[8] Eine ähnliche grosse Scholle erwähnt Bell am unteren Nelson-Flusse, an der SW. Seite der Hudsons-Bay.[9] Im Süden des Schildes, wo der cambrische Potsdam-Sandstein den Beginn der Ueberlagerung bezeichnet, greift N. vom Lorenzo-Strome oberhalb Quebec auf einer längeren Strecke der Trenton limestone über alle älteren Glieder gegen Nord hinaus und legt sich unmittelbar auf die vorcambrischen Gesteine.[10] Diese Sedimente liegen flach, so weit sie nicht durch Verwerfungen gestört sind.

Im Osten sieht man Aehnliches.

Die Insel Akpatok in der rings von archaischen Felsarten umschlossenen Bucht von Ungawa besteht aus Trenton; Whiteaves hat die Versteinerungen untersucht und auf ihre Aehnlichkeit mit Manitoba aufmerksam gemacht.[11] Einen wichtigen Beitrag zur Kenntniss des Silur haben Schuchert's Studien geliefert.[12] An dem Haupte der Frobisher-Bucht liegt in 63° 44′ n. Br., 68° 56′ w. L., der durch seinen Reichthum an Trenton-Fossilien ausgezeichnete „Silliman's fossil mount". Es ist eine geringe, horizontale Scholle über dunklem Glimmerschiefer. Dann breiten sich dieselben Schichten in den weiten See'n-Becken des südlichen Baffin's-Land aus, wo Boas ihre Fossilien sammelte, und sie umgeben einen grossen Theil des Fox-Kanales. Nun nähert man sich dem Saume. In Nord-Somerset sieht man unter dem Trenton feingeschichteten Sandstein; an anderen Orten liegt auch hier die Trenton Stufe unmittelbar auf dem Urgebirge.

Der Saum ist im Norden mannigfaltiger, als einstens vermuthet wurde. Beträchtliche Breite erlangt er im Westen, von Pr. Albert-Land über Melville. Die Parry-Inseln bestehen bekanntlich zum grossen Theile aus Sandstein mit Kohlenflötzen (II, 55) und diesen folgt gegen N. fossilreicher carbonischer Kalkstein. Diesem sind im Norden die jurassischen Schollen aufgelagert. Gegen Ost, in N. Devon, wird der Saum schmäler. Die vorcambrische Unterlage tritt gegen N. über den Jones Sund vor und bildet auch den ganzen Südosten von Ellesmere bis 79° n. Br. Der Süden

gehört ihr etwa bis 84° w. L. an. Indem der Saum sich verengt, gehen seine äusseren, nördlichen Glieder verloren. Am Jones-Sund unterscheidet Schei Unter-Silur, dann Ober-Silur, marines Devon, endlich devonischen Sandstein, aus dem Nathorst prachtvolle Fieder von Arachaeopteris beschrieb.[13] Auch die erischen Panzerfische fehlen nicht. Das Carbon der Parry-Inseln ist verschwunden, vorausgesetzt, dass der obercarbonische Kalkstein auf der Bären-Halbinsel nicht ein letzter Vertreter ist. Weiter gegen N. tritt aber das vorcambrische Gestein des Schildes so weit vor, dass es im Grunde des Bay-Fjordes (79°) sogar die Wässer des Eureka-Sundes auf der Westseite von Ellesmere erreicht.

An der Ostseite, im Kane-Becken, traf Schei auf der Bache-Halbinsel, dann auf Norman Lockyer Eil. und bis Cap Prescott (79° 10′ bis 79° 30′) Cambrisch mit Anomocare und ein mannigfaltiges Unter-Silur. Weiter gegen Nord schliessen sich Feilden's Sammlungen und die Beschreibungen von Etheridge an. Wir führen nur an, dass reiche Sammlungen von Ober-Silur bis Offley Eil. (81° 16′) gemacht wurden. In 81° 6′, Bessels-Bay, wurde noch Bronteus flabellifer, in 81° 40′ im Drift noch ein Graptolith, in 82° 30′ ein Pentamerus gefunden.

Diese letzteren Funde gehören durchwegs zu Grönland. Es kann nicht bezweifelt werden, dass der breite, palaeozoische Saum, der den ganzen Süden und Westen des Schildes umgibt, dann mit derselben flachen Lagerung von Banks-Land her den Norden begleitet, in Ellesmere in die NO.-Richtung übergeht, hierauf im Kennedy-Kanal und in Hall-Land mehr und mehr nach Grönland hinübertritt (II, 56, 89). Von da an ist er noch eine Strecke weit im Norden von Randtheilen der Vereint.-Staaten-Kette begleitet; jenseits Cap Bryant sind solche nicht bekannt und dürfte dem Saume oder den vorcambrischen Gesteinen des Schildes selbst die fjordreiche Küste von Nares- und Hazen-Land bis zum äussersten Norden der vorliegenden Inseln, das ist bis Peary's Cap Morris Jesup (83° 50′), angehören.

Schon die Ostseite des Kennedy-Kanal's beweist, dass Grönland ein Theil von Laurentia ist. —

Es darf nicht übersehen werden, in wie grosser Breite innerhalb dieses gemeinsamen Saumes das vorcambrische Gebirge an das Meer tritt.

An der Nordseite der Strasse Belle-Isle liegt flach auf Gneiss ein von Neufundland herüber reichender cambrischer Streifen. Er gehört einer älteren Stufe an als der Potsdam Sandstein, mit dem sonst der Saum des Schildes im Süden beginnt.[14] Er reicht bis in die Nähe des Cap Charles, in etwa 52° n. Br. — Cap Camperdown auf der Bache-Halbinsel, wo Schei über Granit cambrische Trilobiten antraf und das den Innenrand des nördlichen Saumes bezeichnet, liegt in 79° 6′ n. Br. Die Entfernung dieser beiden Punkte beträgt somit mehr als 27 Breitegrade.

Der 60. Parallel zieht annähernd durch Cap Chudley in N.-Labrador und Cap Farewell in S.-Grönland. Durch acht Breitegrade tritt in Labrador das alte Gebirge offen gegen den atlantischen Ocean vor. Von hier an liegen ihm die Küsten Grönland's gegenüber, aber obwohl Hudson's Bay kaum über 200 M. tief ist, wurde mitten in der Baffin's Bay mit 5250 M. der Grund nicht erreicht. Desshalb hat Boas die Baffin's Bay für einen wahren Einbruch erklärt. Einen guten Ueberblick der Küste von Labrador hat Daly geliefert[15] und aus diesem mag als Ergänzung des namentlich über Hudson's Bay bereits Gesagten (II, 43) Folgendes dienen.

Im Süden erscheint Gneiss. In 55°, am Vorgebirge Pomiadluk, liegt auf dem Gneiss ein äusserst mächtiges, uraltes Conglomerat mit quarzigem Bindemittel, welches theilnimmt an den jedenfalls vorcambrischen Faltungen des Gneisses, und etwas weiter gegen Nord, in Aillik Bay, trifft man Quarzite unter ähnlichen Bedingungen. Weiter gegen Nord gelangt man an den grossen Gabbro-Stock, welcher die Bucht von Nain umfasst und welcher die farbenprächtigen Labrador-Krystalle in unsere Sammlungen liefert. Von hier tritt das Kiglapait-Gebirge gegen das Meer vor; seine Richtung ist OW., entgegen dem allgemeinen Streichen; es dürfte gleichfalls aus basischem Eruptivgestein bestehen, vielleicht mit dem Stocke von Nain den grossen Massen von Gabbro entsprechend, die viel weiter westlich an den oberen Aesten des Koksoak-Flusses durch Low bekannt geworden sind. Hierauf gelangt man an die Gebirgsgruppe Kaumajet (1200 M.) mit gewaltigen Abstürzen gegen Mugford-Hafen (nahe 59°), die aber nur im tiefsten Theile aus Gneiss bestehen. Ueber ihm folgt ein flacher intrusiver Gang von Diabas

und dann, mit basischen Felsarten wechselnd, Schiefer, Quarzit und Kalkstein. Den höheren Theil des Absturzes bildet Basalt und Bomben liegen am Abhange; hier befindet man sich bereits in dem Gebiete der grönländischen Basalte. Nun wird das höchste Gebirge der Ostküste von Nordamerica, Torngat, das Gebirge der bösen Geister, erreicht (2200—2300 M., nach anderen Schätzungen bis 3000 M.). Es ist äusserst wild, in Zacken aufgelöst; am Meere hat man nur Biotit-Gneiss und krystallinische Schiefer gefunden; landeinwärts hat Adams auch Tafelberge getroffen, welche aus den alten Sedimenten des Mugford-Hafen's bestehen. Cap Chudley ist ein Ausläufer dieses hohen Gebirges. An diese Höhen knüpft sich, wie bereits gesagt wurde, ein besonderes Interesse, da es sich um die Reste eines Relief's handeln dürfte, das älter ist als die cambrische Zeit. Vielleicht wird man einmal die Sedimente des Mugford-Hafen's mit dem nahe in derselben Breite liegenden Torridon-Sandstein der W.-Hebriden vergleichen.

Ueber beide Ufer der Hudson-Strasse geben die Arbeiten von Low und Bell Aufschlüsse.[16] Bedeutende Höhen fehlen und im Allgemeinen herrschen die Merkmale des Schildes. Die flache silurische Insel Akpatok wurde schon genannt. Das Nordufer der Strasse ist ausgezeichnet durch mächtige Bänke von krystallinischem Kalkstein, welcher dunklem, grafitischem Gneiss eingeschaltet ist. Bell zählt auf der Strecke zwischen 62° 45′ und 64° zehn bis zwölf solcher Bänke mit der durchschnittlichen Mächtigkeit von 660 M.; der Kalkstein enthält Granat, Pyrit und weissen Feldspath.[17]

Grönland. Archaische Gesteine und Basalte mit eingeschalteten pflanzenführenden Schichten, die von der unteren Kreide bis in die tertiäre Zeit reichen, erscheinen am Westufer. Zwischen 70° 15′ und 70° 45′ zeigt sich auch eine marine Einschaltung von Senon (II, 90).[18]

An der Ostküste (II, 89) ist es Nathorst gelungen, zwischen 72° und 74° eine palaeozoische Auflagerung nachzuweisen, die, wenn auch von Verwerfungen durchschnitten, einem Stücke des Saumes von Laurentia gleicht.[19]

Schon Cap Dalton (69° 24′) brachte eine Ueberraschung. Hier fand O. Nordenskjöld marine Versteinerungen, in welchen Rawn tertiäre Arten von westeuropäischem Typus erkannte. Sie

entsprechen wohl jenen von Hochstetter's Vorland und von Spitzbergen.[20]

Die Südseite von Scoresby's-Sund (70° 20′) besteht aus Gneiss, von Basalt bedeckt, und Ryder traf auch in den inneren Verzweigungen dieses Sundes nur archaische Felsarten und da und dort Sandstein von unbestimmtem Alter.[21] Dieselben alten Felsarten, zumeist Gneiss, bilden auch die Ufer der inneren Arme aller Fjords bis weit gegen Norden und wahrscheinlich den grössten Theil des Untergrundes von ganz Grönland. Am N.-Ufer von Scoresby's-Sund aber, zwischen 22 und 23° w. L., liegt Hurry-Einlass, eine schmale, gegen N. gerichtete, lange Bucht. Cap Stewart bezeichnet die W.-Seite des Einganges. Von hier beschreibt E. Bay Sandstein mit rhätischen Pflanzenresten, Jura mit Meeresconchylien, Schiefer, Basalt, Sandstein. Dieselbe Gesteinsfolge bildet den ganzen Westen; die Ostseite besteht aus Gneiss (70° 30′ bis 71° 30′), der von den Gneissmassen des Innern abgetrennt zu sein scheint. Nathorst betrachtet Hurry Einlass als einen meridionalen Bruch mit abgesunkener Westseite; er traf auf einer der Fame-Inseln (70° 50′, im innersten Theile von Hurry Einlass) ein Eruptivgestein, nach Bäckström's Bestimmung Monchiquit. Der Jura von Hurry Einlass scheint noch viel weiter im Norden, am Eingange in den Oscar's Fjord (72°) hervorzutreten.

Nun sind die palaeozoischen Gesteine erreicht, welche bis 74° quer über die meisten Fjords streichen. Den Westen, d. i. alle inneren Arme von Oscar's und Franz Josef's Fjord, bildet NS. streichendes vorcambrisches Gestein. Das Silur, welches ihm gegen O. folgt, zeigt einzelne Faltungen; es ist nicht sicher, ob sie nicht etwa durch Schleppung hervorgerufen sind.[22]

Eine NS. Verwerfung trennt im Norden das Silur von einer ostwärts folgenden Zone von Devon. O. von dieser, auf dem schmalen Saume, der sie vom offenen Meere scheidet, erscheint eine lange Zone von Basalt. Auf Cap Parry (72° 30′) traf Dusén Felsarten, in denen Bäckström Aegyrin-Syenit und ein Tinguait ähnliches Gestein (Sölvsbergit) erkannte und das er derselben petrographischen Provinz zuschreibt, wie die Fame-Inseln. Auf Cap Franklin (73° 15′ am Ausgange des Franz Josef's Fjord) und im äussersten Hintergrunde des Moschus-Ochsen-Fjord (73° 42′) wurde Granit getroffen. Da

östlich vom Devon an diesen beiden Stellen das mächtige Silur nicht wiedererscheint, muss man annehmen, dass der Devon gegen O. durch eine meridionale Verwerfung abgeschnitten ist. Alle genannten Punkte aber, die Eruptivgesteine von den Fame-Inseln und von Cap Parry und die alten Granite von Cap Franklin und dem Moschus-Ochsen-Fjord, obwohl auf nicht viel weniger als drei Breitegrade vertheilt, liegen auf derselben meridionalen Linie zwischen 22 und 22° 30′ w. L. Nathorst vermuthet, dass auch die Jura-Vorkommnisse der Kuhn-Insel (74° 45′) in den Gneiss versenkt sind. Indem Nathorst auf die Vertheilung der Basalte auf einer langen, die Küste begleitenden Zone aufmerksam macht, wird gefolgert, dass auf den Bau dieser Küste meridionale Versenkungen Einfluss genommen haben. Cap Broer Ruys (73° 30′) wird als eine alte Eruptionsstelle angesehen.

Hier erst, an der Ostküste von Grönland, gehen unter dem Ocean die Merkmale verloren, welche für Laurentia als maassgebend gelten können. Das Gebiet erstreckt sich vom südlichen Texas bis an das Eismeer durch 53 bis 54 Breitegrade und von der Mündung des Mackenzie bis an die Ostküste von Grönland durch mehr als 110 Längengrade. Es ist aber nicht bekannt, ob die palaeozoischen Sedimente von Ost-Grönland wirklich der randliche Saum, oder ob sie ein versenktes Stück der Decke, oder eine caledonische Spur sind. Man weiss auch nicht, wie weit die alten Felsarten von Süd-Grönland und Labrador unter dem atlantischen Ocean fortsetzen.

Laurentia ist eine sehr alte Einheit. Es verhält sich allen jüngeren Faltungen gegenüber als ein Vorland.

In sich selbst hat jedoch Laurentia keinen einheitlichen Bau. Dort, wo der vorcambrische Unterbau genauer erforscht worden ist, wie es dank des Erzreichthum's und den Gegenden um den Lake Superior der Fall ist, hat sich über dem ältesten Gneiss und Granit, und unter der cambrischen Decke eine mannigfaltige Reihe von sedimentären Gesteinen mit verschiedenartigen Faltungen, Discordanzen und Transgressionen ergeben. Als ein Beispiel dessen, was hier geleistet ist, und auch davon, wie grosse Aufgaben noch ungelöst sind, mögen die Arbeiten von Van Hise, Shirley Bailey und Lloyd Smith im Marquette-Erzrevier von Michigan genannt sein.[23]

Bei aller Unvollständigkeit der Kenntnisse steht aber fest, dass der grösste Theil dieser Falten bereits vor der cambrischen Zeit oder doch vor dem Potsdam Sandstone abgetragen war und dass ihr Streichen völlig unabhängig ist von jenem der Appalachien wie von jenem der westlichen Cordilleren.

In dem eben erwähnten Revier von Marquette herrscht Str. OW.; hier entsteht die Frage, ob nicht Unregelmässigkeiten in der Oberfläche der ältesten Gneisse die Ursache breiter Querfalten sind. Bogenförmig tritt dann die Halbinsel Keweenaw gegen die Mitte des Lake Superior in der Richtung auf Michipicoten Eil. vor. Das dürfte ein Stück einer Leitlinie sein, denn für die westliche Umgebung des See's wird, diesem Bogenstücke entsprechend, Str. SW. bestimmend und es scheint, als ob auch der ganze Gegend zwischen dem See Winnipeg und der Hudson's Bay sich diesem Bogen einordnen würde.

In Labrador herrscht vorcambrisches Str. NW. bis NNW., ebenso in der Hudson'sstrasse, im westlichen Grönland dagegen NO. und an den grossen Fjords von Ost-Grönland wird NS. erwähnt. Viel Arbeit ist erforderlich, bevor man eine Vereinigung ähnlicher Angaben versuchen darf.

Grönland ist ein Horst zwischen Senkungen von verschiedenem Alter. Die mesozoischen Meere sind im Osten durch Trias und arktischen Jura, im Westen durch die obersenone Transgression vertreten (II, 370). Es ist zugleich ein Stück von Laurentia. Wie weit seine laurentischen Felsarten unter dem Ocean fortsetzen, ist, wie gesagt, nicht bekannt, aber es ist nicht ganz unmöglich, dass sie die in der Breite von Labrador liegenden westlichen Hebriden erreichen.

### 3. Nördliche Atlantische Inseln.

Nach dieser Betrachtung von Laurentia legen wir vor uns Nansen's schöne Tiefenkarte des nördlichen Polar-Meeres oder Hudleston's Beschreibung der westeuropäischen Küsten.[24] Nordwärts, gegen den 80. Breitegrad, verengt sich das Meer durch eine von Osten hervortretende Tafel. Diese sinkt nur an wenig Stellen unter 200 M. Auf ihr liegen Spitzbergen sammt K. Karl's-Land, Franz Josef's-Land, Hope und Bären-Eiland (II, 82). Alle diese Inseln sind mit Ausnahme der vordevonischen Gesteine tafelförmig gebaut; sie liegen zwischen den Aesten der Uraliden und es ist gestattet, die Tafel als eine Fortsetzung des Flach-

landes an der Petschora anzusehen.[25] Die Schichtfolge gleicht vom Beginne der mesozoischen Zeit an nicht jener des N.-Atlantischen Gebietes, sondern jener der polaren Gegenden und des N.-pacifischen Ocean's.[26] Das Auffallendste bleibt, dass Meeres-Conchylien von miocänem Typus in Spitzbergen wie in O.-Grönland erscheinen (I, 372; II, 90).

Diese Tafel ist ein Bruchfeld; die am genauesten bekannten Inseln sind von Verwerfungen durchschnitten, in denen die NS.-Richtung vorherrscht. Die Dislocation der Wijde Bai auf Spitzbergen (II, 85, Fig. 8) ist älter als Ober-Devon. Vielleicht gibt es hier caledonische Spuren. Zwei Verwerfungen, eine mit Str. NNW. auf Schwedisch-Vorland und eine mit Str. NNO. auf K. Karl's-Land, sind nach Nathorst jünger als Neocom und älter als die Flora mit Gingko digitata. Andere Verwerfungen sind jünger als die tertiäre Flora. Die Senkungen sind daher zu verschiedenen Zeiten erfolgt. Die gesammte Tafel aber bricht gegen West, wie es scheint, fast gradlinig etwa von 80° an in der Richtung SSO. ab. Diese Grenze läuft unweit W. von Spitzbergen und endet erst nahe S. von 70° in der unmittelbaren Nähe der norwegischen Küste, d. i. N. von den Lofoten, wo der letzte Rest der polaren Sedimente an einem Bruche versenkt ist, dessen Mächtigkeit Vogt auf mindestens 400 M. veranschlagt. Dieser Bruch streicht NNO., entsprechend der Richtung eines beträchtlichen untermeerischen Absturzes zwischen 64° und 68°.[27]

Die grönländische Küste bietet Aehnliches. Hier haben wir meridionale Brüche kennen gelernt, die von 70° 30′ bis 73 oder 74° das Gebirge durchschneiden, und auch hier folgt ein steiler submariner Abfall, der in der betreffenden Strecke gegen SSW., etwa parallel dem Ufer, streicht. Insbesondere fällt ausserhalb Franz Josef-Fjord und Cap Broer Ruys der Meeresgrund von einer Kante in — 400 M. auf — 2400 M. herab. Zwischen dem östlichen und dem westlichen Abfalle liegen im und westlich vom Meridian 0° lange Strecken unter — 3000 M.

SW. und SSW. von diesen Tiefen folgen nun die vulcanischen Inseln, zuerst Jan Mayen, dann Island und die Faröer, dann in grösserer Entfernung Kilda und Rockall[28] und in einem besonderen Graben die vulcanischen inneren Hebriden. Gegen Osten und Süden liegen das Festland und die ihm zugehörigen Inseln, wie die Lofoten, Shetlands, Orkneys u. s. f.

Für den Norden haben Hudleston und Vogt die steilen Abfälle zur Tiefe tektonischen Ursachen zugeschrieben. Wenn auch vielleicht die übliche Darstellungsweise einen etwas übertriebenen Eindruck von dieser Steilheit gibt, ist sie doch streckenweise wirklich bedeutend. Die im Allgemeinen flache Lagerung und die übereinstimmende Beschaffenheit der Sedimente in Ost-Grönland und Spitzbergen sowie die Häufigkeit mehr oder minder meridionaler Verwerfungen in ihnen, und die gleiche Richtung der grossen Tiefen machen diese Ansicht wahrscheinlich.

Der hohe Norden ist weithin durch tafelförmige Ergüsse basischer Laven ausgezeichnet. In Sibirien erscheinen sie schon weit S. vom Amphitheater. Sie ziehen von der Mongolei her, lagern auf den Höhen der Tunkin'schen Alpen, in den Niederungen von Nijne Udinsk und Kansk und an zahlreichen Stellen des Tafellandes, vom Jenissei im Westen bis zum Meridian 110° im Osten. Bald bilden sie die Gipfel der Goltzi und sind älter als die Thäler, bald sind sie in die Thäler hinabgeflossen. An der Angara dürfte ihr Alter bis in jenes der tungusischen (unt. Gondwána) Flora hinabreichen.

Vom untersten Jenissei und von Dickson's Hafen setzen sie nach Franz Josef's-Land fort, wo wenigstens ein Theil von jurassischem oder untercretacischem Alter ist. Demselben Alter werden auch die Laven und Gänge in Schwedisch-Vorland zuzuzählen sein und wahrscheinlich auch die nahe verwandten Diabase von Stans-Vorland, der Hinlopen-Strasse und anderer Theile des Archipels von Spitzbergen.[29] In diesen tafelförmigen Inseln scheinen bis heute tertiäre oder noch jüngere Ergüsse nicht mit Bestimmtheit nachgewiesen zu sein. Anders ist es im Westen; Basalte, von tertiären Pflanzen begleitet, sind an mehreren Stellen längs der Küste Ost-Grönlands angeführt worden. Die tertiären Schichten von Cap Dalton enthalten basaltischen Detritus. Im äussersten Nordosten, am Eingange in den Peary-Canal steht, wie ein gewaltiger Eckstein der Basalt-Fels des Navy Cliff mit jäher, 1100 bis 1200 M. hoher Steilwand.[30] Am Eingange in den Robeson-Canal bis 81° 45′ sind wieder blattführende Schichten und Basalte vereint (I, 371), auf Disko an der Westküste liegen unter ihnen cretacische Basalte. In W. Ellesmere-Land liegen die tertiären Schichten ohne Basalte; in Begleitung von Basalten erscheinen sie an mehreren Punkten bis in die Nähe der Mündung des

Mackenzie; die blattführenden Schichten stehen aufgerichtet auf Neu-Sibirien und basaltische Laven erscheinen im nördlichsten Theile des benachbarten Festlandes. Dann gelangt man zu den vereinzelten Ausläufern der basischen Laven Sibirien's, bis wieder jene von Dickson's Hafen erreicht sind. —

129 Kilom. WSW. von Suderö, der südlichsten der Faröer, liegt die Mitte der durch 90 Kilom. von NNO. gegen SSW. sich erstreckenden Faröer-Bank. Post vermuthet hier einen Vulcan.[31] Von hier mögen sich wohl die basaltischen Vorkommnisse einst in ununterbrochenem Zuge über die inneren Hebriden und beträchtliche Theile von Irland und Schottland ausgebreitet haben. Ihre Reste sind alle der Tertiärzeit zuzuzählen (I, 205, 372).[32] Der heutige Zustand der Faröer lässt keinen Zweifel darüber, dass sie der Rest eines weit grösseren Landstriches sind.

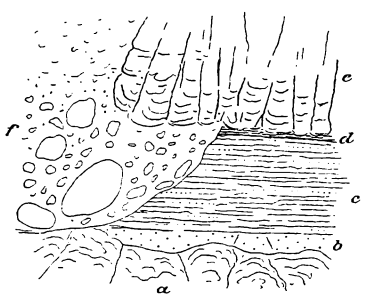



Fig. 22. Geschiebe vom Festlande auf der Basalt-Klippe Dun Beag (Ins. Sandry, zwischen Runn und Canna) (nach A. Geikie).
*a* Mandelstein; *b* Tuff; *c* schiefrige Asche; *d* kohliger Schiefer; *e* basaltischer Mandelstein; *f* Geschiebe.

Die Untersuchungen Arch. Geikie's haben hier für das Verständniss der vulcanischen Thätigkeit sehr werthvolle Ergebnisse geliefert.

Der ganze Meerestheil im Norden des basaltischen Gebietes von Antrim bietet die Merkmale einer unregelmässigen Grabensenkung. Diese ergeben sich aus der Neigung der eingeschalteten pflanzenführenden Schichten, die auch auf den Faröern beträchtlich ist. Fig. 22 zeigt ein kleines aus dem Meere aufragendes Basaltriff, auf dem ein Bachbett mit Geschieben vom Festlande sich erhalten hat.

Nichts ist aber hier bedeutungsvoller als die grosse Ausdehnung der Injectionen. Der 120—130 Kilom. lange Lagergang Whin Sill (I, 203) ist ein solches Beispiel. Steilstehende Gänge ziehen in grosser Menge von der Ostküste von Yorkshire bis zur Bucht von Donegal an der irischen Küste und bis zur Insel Lewes in den W.-Hebriden. Ihr Lauf ist fast immer gradlinig und bleibt völlig unabhängig vom Baue des Gebirges. Sie durchschneiden quer den grossen Verwurf, der gegen Süden den schottischen Graben abgrenzt (II, 95, Fig. 10). Ihre herrschende Richtung ist NW. bis WNW., wobei gegen N. einige Neigung zu radialer Anordnung sich geltend macht. An manchen

Stellen sind sie so dicht gedrängt, dass eine weitgehende Zerklüftung des Untergrundes vorauszusetzen ist. Der längste Gang ist Cleveland Dyke, der von der Ostküste von Yorkshire quer über das ganze Königreich gegen WNW. bis an das Flachland des Solway Firth, durch 177 Kilom. verfolgt worden ist, und wenn grössere Vorkommnisse in Ayrshire als seine Fortsetzung anerkannt werden, erreicht er 300 Kilom.[33]

Geikie schliesst, dass zur Tertiärzeit unterhalb dieses ganzen Gebietes ein weites Reservoir von Lava oder eine Reihe solcher Reservoir's vorhanden gewesen sein müsse.[34] Dabei wird die von den Gängen durchschnittene Mächtigkeit von der Untergrenze des Silur aufwärts auf 5300 M. veranschlagt, das Becken müsse aber tiefer gelegen haben.

Auch die ganze caledonische Störungszone von Eriboll, die zu den merkwürdigsten Dislocationen der Erdoberfläche gehört, hat keine Grenze gebildet und wir gelangen zu der Vorstellung von Lavabecken, deren Umrisse unabhängig sind von dem Gefüge der älteren Gebirgszüge der Erdoberfläche.

Island. Aus diesen Erfahrungen ergibt sich nun auch eine veränderte Auffassung der Bedeutung der thätigen Vulcane von Island und Jan Mayen.

Sequoia Sternbergi, Fagus Deucalionis, Liriodendron Procaccinii und eine gute Zahl anderer mitteltertiärer Arten Europa's erscheinen in dem Surturbrand, d. i. den pflanzenführenden Zwischenlagen der Basalte von Island. Das ist dieselbe Flora, welche z. B. auf Cap Lyell in Spitzbergen ohne Basalte, auf der Insel Mull in den Hebriden mit den Basalten gefunden wird. Darum hat Nathorst seit langer Zeit die Meinung vertreten, dass die americanischen Typen in den europäischen Floren über ein zusammenhängendes Land gewandert seien, welches den Weg von Grönland über Island gestattete.[35] Judd sagt, Antrim, die Hebriden, die Faröer und Island seien ein und dieselbe petrographische Provinz.[36] „Vielleicht", sagt Geikie, „sind die gegenwärtig thätigen Schlünde von Island und Jan Mayen in ununterbrochener Folge die Abkömmlinge von jenen, welche die Materialien der tertiären Basalt-Tafeln von Schottland und Island geliefert haben, wobei die vulcanischen Feuer langsam aussterben von Süd gegen Nord."[37] Bäckström hat gefunden, dass volle Uebereinstimmung der Felsarten

zwischen Schottland und Island auch bis in die zugehörigen Batholithen hinab vorhanden sei mit der einzigen Ausnahme, dass in Island die Granophyre das Endglied bilden, während in Schottland noch Granite hinzutreten.[38]

Als an früherer Stelle (II, 154) die Insel Island erwähnt wurde, standen die ausgedehnten Arbeiten Th. Thoroddsen's in ihrem Beginne; sie haben seither ein Bild geliefert, in dem der Zusammenhang von Zerspaltung des Bodens, vulcanischem Ausbruch und heissen Quellen wohl deutlicher ist, als an irgend einer Stelle der Erde.[39] Schon damals war aber ersichtlich, dass der Umriss der Insel durch Einstürze beeinflusst ist, und nur diese sollen jetzt betrachtet werden.

Es ist bekannt, dass die Insel aus einer mächtigen Basalt-Tafel besteht. Diese Tafel wird von vielerlei jüngeren vulcanischen Bildungen durchsetzt.

Wir beginnen in der NW.-Halbinsel. Hier ergab sich aus der Lagerung des Surturbrand die unerwartete Thatsache, dass der basaltische Unterbau von concentrischen, bogenförmigen Kesselbrüchen durchsetzt ist und dass bedeutende Stücke an solchen Brüchen als Kreisausschnitte zur Tiefe gesunken sind.[40]

Breidi-Fjord an der Westküste und Húna Flói an der Nordküste sind in den Basalt einschneidende Senkungen, durch welche die blattförmig zerschlitzte Halbinsel bis auf eine kaum 7—8 Kilom. breite Landenge von Island abgetrennt ist. Mehrere, dem Anscheine nach vier, concentrische Kesselbrüche durchschneiden die Halbinsel, streckenweise von Thermen begleitet. Der bedeutendste ist der erste; er zieht vom Isar-Fjord zum Talkna-Fjord. Jede der Bruchschollen bietet einen steilen Abfall gegen Innen und flaches Gefälle gegen Aussen (Fig. 23).

Bei dem im J. 1879 durch Auslaugung erzeugten Kesselbruche, der den Salzteich bei Pearlette (Kansas) entstehen liess, sind im Gegentheile dazu die concentrischen Steilränder gegen Aussen gewendet.[41] Als im J. 1895 unter einem Theile der Stadt Brüx ein Lager von Schwimmsand sich seitlich in die Braunkohlengruben entleerte, sah man, dass die Senkungen des Bodens an der Peripherie begannen und schrittweise gegen die Stelle des unterirdischen Abflusses vorrückten. Als nach einiger Zeit die Erscheinung sich wiederholte, traten zuerst ausserhalb

der Peripherie der ersten Katastrophe entferntere Sprünge auf und verengte sich wieder die Senkung in der früheren Richtung.[42]

Das Beispiel des Abflusses unter Brüx dürfte hier besser entsprechen, als jenes der Auslaugung bei Pearlette. Wenn die Erstarrung eines grösseren Gussstückes ungleichartig vor sich geht, an einer Stelle heisses Metall zurückbleibt, dieses einen seitlichen Ausweg findet und einen Hohlraum zurücklässt, nennt der Gussmeister diesen einen Lunker. Hier würde man sagen; in NW. Island sei ein Lunker eingebrochen.

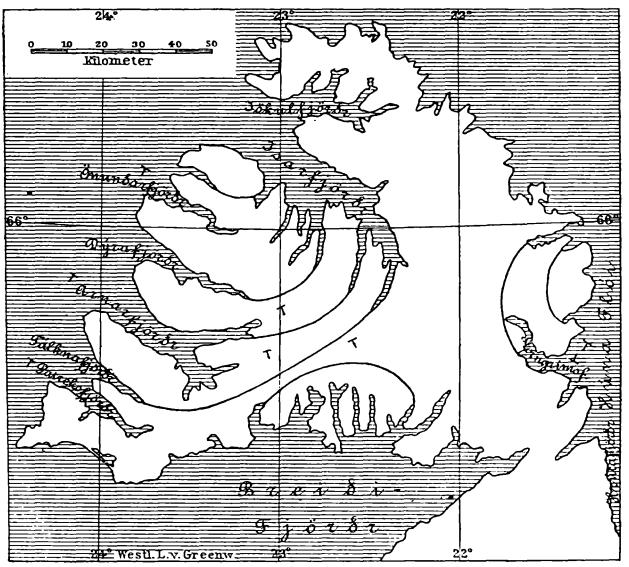



Fig. 23. Die NW.-Halbinsel Island's (nach Thoroddsen).

Faxa-Fjord ist ein regelmässiger Kesselbruch des Westrandes, besetzt mit Vulcanen und heissen Quellen. Der lange basaltische Horst, der ihn von Breidi-Fjord trennt, trägt an seinem Ende den vulcanischen Snefells-Jökul. Gegen Süd begrenzt ihn die vulcanische Halbinsel Reykjanes.[43]

An den nördlichen Fjords treten bogenförmige Einbrüche bis 17° 30′ w. L. nicht hervor. Hier erreicht man einen breiten, grabenförmigen Einbruch, der durch ganz Island zuerst gegen S., dann im Bogen gegen SW. zieht, so dass im Süden die genannte Halbinsel Reykjanes zu seiner nördlichen Begrenzung wird. Dieser im Norden scharf ausgeprägte Graben umfasst die meisten und merkwürdigsten der jungvulcanischen Vorkommnisse Island's. Zugleich umfasst er bogenförmig alle früher genannten Kesselbrüche.

Sein westlicher Rand setzt sich von Norden her am W.-Rande des Skálfandi-Fjord und von dort als ein steiler, die Grabensohle überragender basaltischer Abbruch mit der Sprunghöhe von 5—600 M. noch durch 150 Kilom. gegen Süden fort. Der Ostrand tritt an der Basis der Halbinsel Langenes hervor. Skálfandi-Fjord, Husavik, Tjörnes, Axar-Fjord und Thistil-Fjord liegen innerhalb der Senkung. Hier sind Erdbeben sehr häufig. Bis über den Mückensee (Myvatn) herab ist der gesenkte Streifen von zahlreichen Klüften durchzogen, die, parallel den Rändern

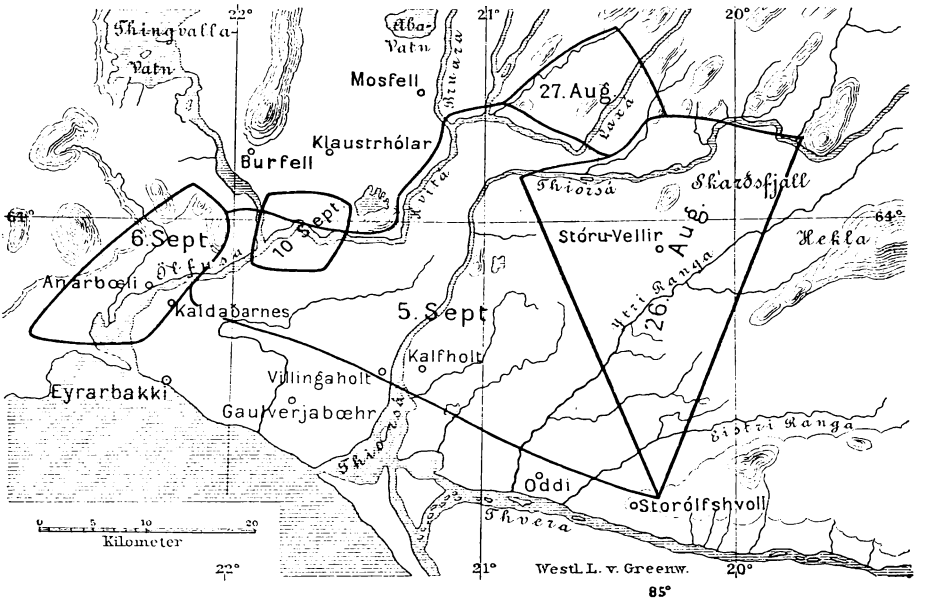



Fig. 24. Erdbeben in Island (nach Thoroddsen).

des Grabens, NS. streichen. Sie trennen hohe Horste von tiefen Gräben; heisse Quellen und Vulcane sind wie Perlschnüre an ihren Verlauf gereiht; aus ihnen sind grosse Lavafluthen her vorgetreten.[44]

Etwa von 65° 15′ an wenden sich die Klüfte gegen SSW., im Westen mehr SW., und mit dieser Richtung erreichen sie den Nordrand des Vatna Jökull, dessen Eismasse, von Osten hereintretend, einen guten Theil des gesenkten Gebietes überdeckt. An seiner SW.-Seite treten die langen Klüfte mit der SW.-Richtung hervor, die 30 Kilom. lange Spalte Eld-gjá, die ebenso lange und mit etwa ein Hundert Ausbruchstellen besetzte, oft genannte Spalte Laki, u. A.[45] Auf solche Art erreicht die vulcanreiche Hauptzone in vielen SW. streichenden Linien und

in beträchtlicher Breite die Südküste und tritt noch in der Kette der Vestmanna-Inseln und den Fuglasker über Reykjanes in das Meer hinaus. Auf der Halbinsel Reykjanes zählt Thoroddsen zum mindesten 30 Vulcane und über 700 Kratere. Ueber die Fuglasker hinaus setzt sich nach den Lothungen des Ingolf ein unterseeischer Rücken noch sehr weit in der gleichen Richtung gegen SW. fort.[46]

In der Gegend SW. und W. von Hekla ist ein tiefer und gegen das Meer hin gelegener Landstrich ziemlich scharf von dem höheren Lande im Norden abgetrennt. Hier pflegen heftige Erderschütterungen einzutreten; so war es im J. 1896, wo es schien, als könne man mehr oder weniger polygonal umgrenzte Stücke unterscheiden, welche an verschiedenen Tagen bewegt wurden. Auch dieses ist ein Senkungsfeld; die Stösse kamen 1896 immer von der Grenze gegen das höhere Land her. Trotz ihrer Heftigkeit wurde der nahe Hekla nicht erregt.[47]

Diese Vorgänge sind die Fortsetzung jenes grossen Vorganges, durch welchen das nordatlantische Basaltfeld zur Tiefe gegangen ist. Man kann sie aber trotz der auf 3000 M. geschätzten Mächtigkeit der basaltischen Unterlage kaum als tiefere tektonische Dislocationen auffassen; alle bewegen sich im Panzer; Island ist ein Panzerhorst.

## Anmerkungen zu Abschn. XVI: Laurentia u. nordatlant. Inseln.

1 A. G. Nathorst, Sverdrup's Polar-Expedit. 1898—1902; Ymer, 1902, p. 529—534, Karte; O. Sverdrup, The second Norweg. Polar Exped. of the „Fram" und P. Schei, Summary of geol. Results; Geogr. Journ. 1903, p. 38—69 u. Karte; ferner: P. Schei, Prelim. Report of the geol. Observ. made during the second Norw. Polar Exped. of the „Fram", ebendas.

2 A. P. Low, Rep. on the Domin. Governm. Expedition to Hudson Bay and the Arctic Isl. on Board the D. G. S. „Neptune", 1903—1904; $8^0$, Ottawa, 1906, 355 pp., Karte. Hier mag auch verwiesen sein auf die schöne Karte von Peary in Bull. Am. Geogr. Soc. 1903, XXXV (zu p. 496).

3 E. Etheridge, Quart. Journ. Geol. Soc. 1878, XXIV, p. 612—635. Hierzu die Bemerkungen von Tschernyschew in Mém. com. geol. Russ. 1902, XVI, p. 690 u. folg.

4 E. Kittl, Die Triasfoss. vom Heureka Sund; Rep. of the II. Norw. Arctic Exped. of the „Fram", 1898—1902, No. 7; $8^0$, Kristiania, 1907, 43 pp.

5 Salter in Belcher's Reisewerk. Tschernyschew vermuthet Ober-Carbon. Nach den Listen möchte wohl Ober- und Unter-Carbon vorhanden sein.

6 Lawson, Note on the Pre-Palaeoz. surface of the Archaean terrane of Canada; Bull. Am. geol. Soc. 1890, I, p. 163—173; A. G. Wilson, The Laurent. Peneplain; Journ. Geol. Chicago, 1903, XI, p. 615—669, gibt ein Verzeichniss der diesen Gegenstand betreffenden Schriften. Für Einzelheiten des Untertauchen's unter den Potsdam Sandstone: S. Weidman, The Pre-Potsdam-Peneplain of the Pre-Cambrian of N. Centr. Wisconsin; ebendas. p. 289—313.

7 D. B. Dowling, Rep. on the Geol. of the W. Shore and Islands of Lake Winnipeg; Ann. Rep. Geol. Surv. Canada, New Ser. XI (1898) 1901, F, p. 34, 62 u. folg., Karte.

8 Burr Tyrrell, Exped. through the Barren Lands of N. Canada; Geogr. Journ. 1894, IV, p. 443, Karte.

9 Bell, Rep. Geol. Surv. Can., New Ser. XI, 1901 (1898), M, p. 16.

10 Erläuterungen zum Blatte Three Rivers (East. Townships Map) von R. W. Ells; Beilage zum Ann. Rep. Geol. Surv. Can., New Ser. XI (1898) 1901.

11 Bell, Can. Geol. Surv., Summ. Rep. 1897/8, p. 82.

12 Ch. Schuchert, On the low. Silur. (Trenton) Fauna of Baffin Land; Proc. U. S. Nat. Mus. 1900, XXII, p. 143—177.

13 Nathorst, Die oberdev. Flora d. Ellesmere-Landes; Rep. II. Norw. Arct. Exped. Nr. 1, 22 SS., Karte.

14 Walcott, Bull. U. S. Geol. Surv. 1891, No. 81, p. 50 u. 253.

15 Boas, Peterm. Mitth., Ergheft. No. 30, 1885, S. 39; Reg. A. Daly, The Geol. of the NE. Coast of Labrador; Bull. Mus. Comp. Zool. 1902, XXXVIII (Geol. Ser. V, No. 5), p. 205—270, Karten; auch A. Spr. Packard, The Labrador Coast; $8^0$, N. York, 1891, 514 pp., Karten. Hier wird p. 504 die Ansicht vertreten, dass die Fjords Gräben seien.

16 A. F. Low, Rep. on an Explor. of Part of the S. Shore of Hudson Strait and of Ungawa Bay, und Rol. Bell, Rep. of an Explor. on the N. Side of Hudson Strait; Ann.

Rep. Geol. Surv. Can.; New Ser. XI, 1898, L u. M, 47 u. 38 pp.; ferner: Low, ebendas. 1900, XIII, D 84 pp. u. DD 31 pp., Karten; auch: Steinmann und Bücking, Zur Geol. des Cumberlandgolfes; in: Ergebn. d. deutsch. Polar-Exped., Allg. Theil, II, S. 6—11 (nach Sammlungen von Dr. Boas).

17 Für Westküste der Baffins-Bay auch: Steinmann und Bücking, Zur Geol. des Cumberlandgolfes; Ergebn. d. deutsch. Polar-Exped., II, Nr. 6, 11 SS. Die auf $69^0$ bis $73^0$ der Ostküste bezüglichen Angaben sammelte M. Belowsky; Beitr. z. Petrogr. d. westl. N.-Grönland; Zeitschr. d. geol. Ges. 1905, LVIII, S. 15—92.

18 Stanton in Dav. White and Ch. Schuchert, Cretac. Series of the W. Coast of Greenland; Bull. geol. Soc. Am. 1898, IX, p. 356 u. 360, bestätigt das senone Alter und findet Aehnlichkeit mit einzelnen Arten der Fort Pierre-Stufe der Vereinigten Staaten.

19 A. G. Nathorst, Bidrag till NO. Grönland's geol.; Geol. För. Förh. 1901, XXIII, p. 275—306, Karte; auch dess. Två Somrar i Norra Ishafvet; 2 Bde., $8^0$, Stockholm 1900, und A. Smith-Woodward, Notes on some upp. devon. Fishremains discov. by Prof. Nathorst in E. Greenland; Bih. Vet. Akad. Handl. Stockholm, 1900, XXVI, IV, Nr. 10; für Jura auch Bernh. Lundgren, Medd. om Grönl. 1895, XIX, p. 191—214, ferner Madsen e. d. 1904, XXIX, p. 157—210, Karte, und Frech e. d. S. 279—285. Auf Treibeis wurde nach Frech in Ost-Grönland Caryocist. granatum gefunden, ein Fossil des russischen Unter-Silur; Lethaea geogn. 1897, II, S. 89, Anm. 2.

20 J. P. J. Ravn, The Tertiary Fauna at Kap Dalton in E. Greenland; Medded. om Grönl. 1904, XXIX, p. 93—104.

21 C. Ryder, Derr östgrönlandsk. Exped. udf. 1891—1892, 3. del; Meddedels. om Grönl. 1896, XIX; E. Bay, Geologi, p. 145—187; Karte.

22 „Wahrscheinlich Faltung im Graben". Das Devon zeigt aber keine Faltung und jene im Silur kann vordevonisch sein.

23 C. R. Van Hise and W. Shirley Bailey, The Marquette Iron-bearing District of Michigan, incl. a chapter on the Republic Trough by H. Lloyd Smith; U. S. Geol. Surv. Monogr. 1897, XXVIII; 608 pp., Atlas.

24 Fridt. Nansen, The Norw. N. Polar Exped.; Scient. Results, 1904, vol. IV, pl. I.; W. H. Hudleston, On the E. Margin of the N. Atlantic Basin; Geol. Mag. 1899, dec. IV, vol. VI, p. 97—105 u. 145—157, Karten.

25 Für die Stratigraphie: E. T. Newton and J. J. H. Teall, Rocks and Fossils fr. Franz Josef L., coll. by the Jackson-Harmsworth Exped.; Quart Journ. geol. Soc. 1897, LIII, p. 477—519 u. p. 646—561; R. Koettlitz, Geol. of Franz Jos. L., ebendas. 1898, LIV, p. 620—645; Fr. Nansen, The Norw. N.-Polar-Exped. 1893—1896; Scient. Result., II: J. F. Pompecki, Jurass. Fauna of Cape Flora, Franz Jos. L., with a geol. Sketch by Fr. Nansen, und ebendas. III, A. G. Nathorst, Foss. Plants from Franz Jos. L.; ferner dess., Bidrag till K. Karls L. geol.; Geol. Fören. Förh. 1901, p. 341—378; Pompecki, Mar. Mesoz. v. K. Karls-Land; Vet. Ak. Förh. 1899, p. 449—464; G. de Geer, Rapp. om d. Svenska Geol. Exped. till Isfjorden; Ymer, 1896, p. 259—266; A. Smith-Woodward, Fish-Remains coll. in Spitzb.; Bihang Svensk. Vet. Ak. Handl. 1900. XXV, afd. IV, No. 5, p. 1—5; Joh. Gunn. Andersson, Stratigr. u. Tekt. d. Bären-Ins.; Bull. geol. Inst. Upsala, 1899, IV, S. 243—280, Karte; Nathorst, Några upplysn. till d. nya Karten öfv. Beeren Eil.; Ymer, 1899, p. 171—185, Karten. — Nathorst, Zur foss. Flora d. Polarländer; $4^0$, 1894—1902. Geer glaubte Faltung am Eis-Fjord in Spitzbergen zu sehen (am ang. O., p. 263); Nathorst schreibt diese Bewegungen der Schleppung an den Verwerfungen zu; Foss. Flora, I, S. 9, 10. Die tiefste Stufe von Bären-Eil. ist oberes Unter-Silur (Lindström, Ovfers. Vet. Ak. Handl. 1899, p. 41—47); discordant lagert daran Ober-Devon mit Holoptychius und Archaeopt. hibernica. Das Unter-Carbon fehlt. Eine Stufe mit Athyris ambigua wird zum Mittel-Carbon gezählt; ihr folgen mehrere Stufen des Ob.-Carbon, gleichfalls mit Spuren zwischenliegender Transgressionen (Tschernyschew, Mém. com. géol., XVI, 2, p. 687), und höher liegt marine Trias (J. Böhm, Zeitschr. geol. Ges., 1899, S. 325).

26 J. F. Pompecki hat versucht, die Umrisse dieses Meeres zu entwerfen; dess. Aucellen und Aucellen ähnliche Formen; Neu. Jahrb. f. Min., Beil. Bd. XIV, 1901, S. 319—368, Karte; auch dess. Aucellen im fränk. Jura, e. d. 1901, I, S. 18—36.

27 J. H. L. Vogt, Söndre Helgeland; Norg. Geol. Undersög., No. 29, 1900, 178 SS. u. Karten; insbes. S. 4—8.

28 S. Kilda ist Gabbro mit Gängen von Granophyr, Vorkommnisse erinnernd an irische Vorkommnisse; W. J. Sollas, Volc. distr. of Carlingford and Slieve Gallion, I. Relation of the Granite to the Gabbro of Barnave; Trans. Acad. Dublin, 1894, XXX, p. 477—511; A. J. Cole, Geol. of. Slieve Gallion; Scient. Trans. Roy. Soc. Dublin, 1897, VI, p. 213—248; Rockall mit Helen's Reef (57° 36′ n. Br., 13° 42′ w. Br.) besteht nach wenigen von dem schwer zugänglichen Riff erhaltenen Stücken aus einem Aegirin-Quarz-Albit-Fels (Rockallit); der Meeresgrund ist mit Basalt überstreut; W. Spottswood Green, Brown and Barrington, Rockall Isl. and Bank; Trans. Acad. Dublin, 1897, XXXI, p. 39—48, Karten.

29 Ax. Hamberg, Ueb. d. Basalte d. K. Karl-Landes; Geol. Fören. Förh. 1899, XXI, S. 509—532; H. Backlund, Diabases du Spitzb. Or.; Miss. Scientif. pour la Mesure d'un Arc de Mérid.; Miss. Russe, 1907, II, 29 pp., Karte; hier werden diese Diabase für jünger als Ober-Jura gehalten (p. 10).

30 Peary, Geogr. Journ. 1893, II, p. 310.

31 H. v. Post, Om Färöarnes uppkommst; Geol. Fören. Förh. 1902, XXIV, S. 274 bis 282; insbes. 280.

32 Geikie weicht von der hier (I, 204) nach Judd gegebenen Darstellung ab; nach seinen Ergebnissen sind die Gabbro's stockförmig in die Basalte gedrungene Massen, während die Granophyre und Granite noch spätere Intrusionen sind; dess. The history of volc. action during the tert. Period in the Brit. Isles; Trans. Roy. Soc. Edinb., 1888, XXXV, p. 21—184, Karten; dess. Rel. of the Basic and Acid Rocks of the tert. Ser. of the Inn. Hebrides; Quart. Journ. geol. Soc. 1894, L, p. 212—229; dess. The tert. Basalt-Plateaux of NW.-Europe; ebendas. 1896, LIII, p. 331—405, und insbes. dess. The ancient Volc. of Gr.-Britain, 8°, 1897, II, p. 107—478; dagegen Judd, The tert. Volc. of the W. Isles of Scotland; Quart. Journ. 1889, XLV, p. 187—218; dess. The Propylites etc. ebendas. 1890, XLVI, p. 341—384, und On Intrusions of tert. Granite etc. ebendas. 1893, XLIX, p. 175—195 u. an and. O.

33 Für die Beschaffenheit J. H. Teall, Petrol. Notes on some N.-of-England Dykes; Quart. Journ. geol. Soc., 1884, XL., p. 209—246.

34 Geikie, Anc. Volcanoes, II, p 178 u. an and. O.

35 Nathorst, Polarforskn. Bidrag till Forntidens Växtgeografi, in Nordenskjöld, Stud. och Forsk. föranl. af min Resor i höga Norden; 8°, Stockholm, 1883, p. 258, und an and. O. Bemerkenswerth ist das Erscheinen mariner Ablagerungen die nicht jünger sind als der englische Red Crag (II, 155); Jeffries u. S. Wood, Quart. Journ. geol. Soc., 1885, XLI, p. 96, u. Pjetrusson, ebendas. 1906, LXII, p. 712—715. Nach Pjetrusson hat Eis die Bildung der sog. Palagonitformation beeinflusst; dess. Moraener i. den Isl. Palagonitform.; Overs. Vidensk. Selsk. Forh. Kopenhag., 1901, p. 147—170, auch Geogr. Magaz. Edinb, 1900, p. 265—293; dess. On a shelly Boulder-Clay in the so-called Palag. Form. of Iceland; Quart. Journ. geol. Soc., 1903, LIX, p. 356—361.

36 Judd, Quart. Journ. geol. Soc., 1886, XLII, p. 54.

37 Geikie, Trans. R. Soc. Edinb., 1888, XXXV, p. 75.

38 H. Bäckström, Beitr. z. Kenntniss der isländ. Liparite; Geol. Fören. Förh., 1891, XIII, p. 637—682, insbes. p. 671 u. folg. (Für die Vereinigung Norwegen's mit Spitzbergen und Pettersen's Arktis II, 83.)

39 Insbes. in Th. Thoroddsen, Island; Peterm. Mitth., 1906, Ergänz.-Hefte Nr. 152 u. 153, 358 SS., Karten.

40 Th. Thoroddsen, Nogle Jagttag. over Surtarbr. geol. Forhold i det NW.-Island; Geol. Fören. Förh., 1896, XVIII, p. 114—154, insbes. p. 147; dess. Islandske Fjorde og Bugter; Geograf. Tidsskr., 1902, XVI, p. 58—82; für die Landenge dess. Höjlandet ved Langjökull; e. d. 1900, XV, p. 3—14, Karte.

41 W. Johnson, Ann. Rep. U. S. Geol. Surv., 1901, XXI, 4, p. 708 u. folg., insbes. Pl. CXXXVIII.

42 Franz E. Suess, Jahrb. geol. Reichsanst., 1898, XLVIII, S. 491 u. folg.

43 Thoroddsen, Snaefellsnes i Island; Ymer, 1890, p. 144—188, Karte; Geol. Jagttag. paa Snaefellsnes og i Omegn af Faxebugten; Bihang Vet. Ak. Handl. Stockholm, 1891, XVII, Afd. II, p. 95; auch Verh. Ges. Erdkunde, Berlin, 1893; dess. Geogr. og geol. Undersög. ved den S. Del af Faxa flói; Geogr. Tidsskr., 1903, XVII, 56 pp., Karte, u. an and. O.

44 Dess. Vulkaner i det NO.-Isl.; Bihang Vet Ak. Handl., 1888, XIV, Afd. II, Nr. 5, 71 pp., Karte; auch Mitth. Geogr. Ges. Wien, 1891, XXXIV, S. 117 u. 245; dess. Fra det NO.-Isl.; Geogr. Tidsskr. 1896, XIII, 24 pp., Karte, u. ebendas. 1898, XIV, p. 7—28, Karte, und insbes. Die Bruchlinien Island's u. ihre Beziehungen zu den Vulkanen; Peterm. Mitth., 1905, S. 49—53, Karte.

45 A. Helland, Lakis kratere og lavaströmme; Universitätsprogramm for 2. Sem. 1885, Kristiania, 1886; Thoroddsen, Fra Isl. indre Höjland; Geogr. Tidsskr. 1889, 24 pp., Karte, und dess. Rejse i Vester-Skaptafells Syssel, ebendas. 1894, XII, p. 167—234, Karte, u. an and. O.

46 Thoroddsen, S. Del af Faxa flói, III, p. 11 u. 21; dess. Isl. Fjorde og Bugter, 7p. 7. Der unterseeische Rücken wie ihn die Karte der Ingolf-Exped. in Geogr. Tidsskr. 1898, XIV, darstellt, ist so ausserordentlich lang und schmal, dass er an ein Verschleppen der Aschen durch das Meer, etwa wie in den Kurilen, mahnt.

47 Dess., Jordskjaelv i Isl. sydl. Lavland; Geogr. Tidsskr. 1898, XIV, p. 93—113, XV, p. 1—29; Peterm. Mitth., 1901, S. 53—56, Karte.

# SIEBZEHNTER ABSCHNITT.

## Africanische Brüche. Cap-Gebirge.

1. Africanische Brüche. — Ost-Africa bis Rudolf-See. — Rudolf-See bis Syrien. — Uebersicht. — Kamerun. — Plan der africanischen Brüche. — 2. Cap-Gebirge.

### 1. Africanische Brüche.

Ost-Africa bis Rudolf-See. Im J. 1881 sagte Jos. Thomson, „es scheine hinreichende Beweiskraft vorhanden, um zu zeigen, dass in irgend einer früheren Zeit eine grosse Linie vulcanischer Thätigkeit sich erstreckt habe vom Cap über den Nyassa, Ugogo, Kilimandjaro, nach Abessynien, parallel und nahe dem Ocean.“[1] Eine ähnliche Meinung sprach Douvillé im J. 1886 aus und dieser bezeichnete sogar schon den abessynischen Abbruch und das Todte Meer bis zum Libanon als die weitere Fortsetzung.[2] Erst nachdem 1887—88 Graf Teleki und v. Höhnel von Süden her bis 5° n. Br. vorgedrungen waren, ist ein Einblick in die Sachlage ermöglicht gewesen.[3]

Weit aus dem Süden zieht durch das östliche Africa eine grosse Zerspaltung der Erde. Sie endet erst, nachdem sie Syrien durchschnitten und sich zersplittert hat, innerhalb der äusseren Bogen des taurischen Faltengebirges. Sie hält sich durch lange Strecken an den Meridian, springt dann wohl auch unvermittelt in schräger Richtung gegen NW. oder NO. eine Strecke weit ab, kehrt aber immer wieder zur NS.-Linie zurück; sie bevorzugt die Nähe von 36° ö. L. Die geologische Karte der Cap-Colonie verzeichnet etwa von 29° 49′ s. Br. bis 28° 13′ eine

meridionale Verwerfung in 23° ö. L., die sehr alte Sedimente durchschneidet.[4]

Die Karoo endet gegen O. mit einer Absenkung (I, 507). An ihrem Fusse liegen gegen das Meer hin die noch weiter zu erwähnenden Reste des Pondo-Gebirges. Beiläufig von 27° 30′ s. Br. an stellt sich eine beträchtliche meridionale Verwerfung ein, die durch fast 4 Breitegrade in der Nähe des 27. Meridian's verläuft, Molengraaff's „grande faille de l'Est". Sie schneidet die alten Granite des Swazi-Landes gegen O. ab und setzt neben diese einen langen, gesenkten Streifen von Karoo-Sandstein, dem gegen O. ein eben so langer Streifen von Diabas und Melaphyr-Mandelstein folgt. Der letztere ist auf den Karten als das Lebombo-Gebirge kennbar. Er bildet in Zulu und Mozambique die Grenze gegen die jüngeren mesozoischen Sedimente und das Flachland der Ostküste.[5]

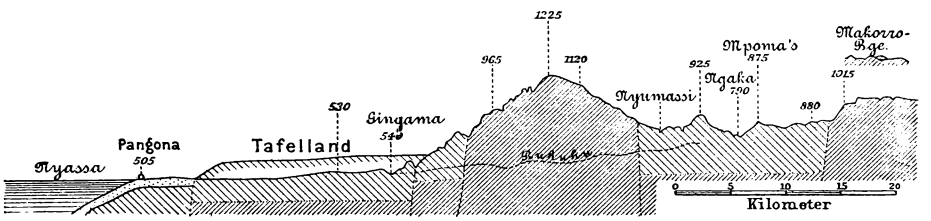



Fig. 25. Verwerfungen am Nyassa (nach Bornhardt; zehnfache Ueberhöhung). Archaisches Gebirge und Sandstein.

Molengraaff betrachtet die Lebombo-Verwerfung als dem System der ostafricanischen Brüche angehörig.

In ihrer typischen Gestalt treten die Grabenbrüche erst nahe S. von 15° s. Br. auf. Am Shirwa-See scheint der Ostrand ein Bruch zu sein; der Spiegel des See's liegt angeblich in 500 M.; Tiefen bis 785 M. wurden gelothet.[6] Der untere Shirefluss liegt zwischen zwei parallelen Bruchrändern, die weiter gegen Nord den Nyassa (504 M.) einrahmen. Bornhardt hat im Osten dieses See's auf der Hochfläche von Gneiss wiederholte meridionale Verwerfungen, auch grabenförmig versenkte Karoo-Schichten mit Resten der Gondwána-Flora getroffen. Der Graben des Nyassa, dessen Axe im Süden in 34° 30′ ö. L. liegt, wendet sich etwa von 10° 15′ an gegen NW. Seine Breite, anfangs 40—50 Kilom., ist hier 30 Kilom.[7]

Neben Bornhardt folgen wir nun den Berichten von Dantz.[8]

Zuerst betritt man jenseits des Nordendes des Nyassa im

Land Konde einen Streifen Schwemmland. Dann folgt eine ansehnliche Gruppe jüngerer Vulcane mit mehreren Kratern (Rungwe 3170 M.); sie liegen im Graben selbst. Hier spaltet er sich. Ein Ast, der Rua-Graben, geht gegen NO.; sein östlicher Rand ist nicht so ausgeprägt wie der westliche. Dieser letztere vereinigt sich weiterhin mit dem westlichen Rande des grossen ostafrikanischen Graben's. Der andere Ast des Nyassa-Graben's zieht weit gegen NW., nahezu dem Streichen des Gneiss folgend; er umschliesst den abflusslosen See Rukwa.

Der Rukwa-Graben verliert sich in 7°, aber schon von 8° 45′ an erscheint westlich von ihm mit der Richtung NNW. der lange Graben des Tanganyika. Sprigade hat gezeigt, dass der Fluss M'kamba im Norden das Ende des Westrandes des Rukwa-Graben's umgeht und N. von Karema in den Tanganyika mündet.[9] Das ist eine jener merkwürdigen Unentschiedenheiten in den Wasserscheiden der ältesten Landstriche, die Livingstone, Cameron und insbesondere Cornet hervorheben.[10] Die Brüche und Senkungen greifen gegen West in das Gebiet des Congo über. Die See'n Bangweolo und Moero werden allerdings als flache Sumpfsee'n geschildert, aber schon Cameron und Stanley erwähnen eine heisse Quelle auf dem Wege zum Lualaba. L. A. Wallace hat zwischen Tanganyika und Moero an dem Ostrande der umgrenzten und ziemlich selbständigen, versumpften Niederung Wantipa am Fusse eines über 240 M. hohen Steilabfalles heisse Quellen getroffen.[11]

P. Reichard erwähnt den kleinen vulcanischen Kegel Sambululu und unweit von diesem heisse Quellen O. vom See Upemba, einer der Lagunen, die den Lauf des Lualaba begleiten.[12] Endlich hat Cornet gezeigt, dass der Lualaba sammt den erwähnten Lagunen von 9° 15′ bis 7° 45′ s. Br. in einem Graben liegt. Dieser, Cornet's Graben von Upemba, streicht SW.—NO., ist 200 Kilom. lang und 30—45 Kilom. breit. In NW. begrenzen ihn die Hakansson-Berge und in SO. das Gebirge Manika. Heisse Quellen begleiten den O.-Rand des Graben's, aber solche erscheinen auch am Lufila, auf der andern Seite des Manika-Gebirges.[13]

Dass Tanganyika in einem Einbruche der Erde liege, hatte schon Stanley erkannt. Sprigade's Karte zeigt, dass von Süden her seine Breite sehr regelmässig nahe 35 Kilom. bleibt, bis in

7° 30′ das O.-Ufer um ein geringes zurücktritt; dann, zwischen 7° 20′ und 7° tritt es weiter zurück, so dass von hier an die Breite etwas über 50 Kilom. misst. Vielleicht treten parallele Brüche an den See. Dabei sind die Ränder sehr hoch; der Wasserspiegel liegt in 899 M. und am Nordende erhebt sich der Ostrand über 2500 M., der Westrand bis 3290 M. Die Hochländer zu beiden Seiten bestehen aus steil gefalteten Glimmerschiefer, Talkschiefer und Quarzit. Oestlich vom Tanganyika breitet sich darüber Sandstein, wahrscheinlich der Karoo zugehörig.

N. vom See behält der Graben die gleiche Breite; seine Richtung wendet sich allmählig aus N. gegen NNO. Hier liegt zwischen 2° 30′ und 1° 40′ s. Br. der erst 1894 von v. Götzen entdeckte See Kiwu.

Herrmann berichtet Folgendes. Etwa 70 Kilom. von dem durch eine heisse Schwefelquelle bezeichneten N.-Ende des Tanganyika zieht schräge über den Graben eine nicht zur vollen Tiefe abgesenkte, breite Scholle von Glimmerschiefer, an ihrer Südseite durchzogen von Basalten und begleitet von heissen Quellen. Der S.-Fuss des Rücken's liegt in 980 M.; an seiner Nordseite befindet sich der Spiegel des Kiwu in 1455 M., und der Russisi durchbricht den Rücken mit dem Gefälle von 475 M., auf diese Art dem Kiwu den Abfluss zum Tanganyika eröffnend. An der Westseite des Kiwu erreicht die Kante des Hochlandes 3500 M., im Osten 2800 M. Im NO. des See's weicht der Ostrand kesselförmig zurück. An dieser Stelle erhebt sich die mächtige Gruppe der Kirunga-(Mfumbiro-)Vulcane. Herrmann zählt acht hohe Kraterberge (Karissimbi 4475 M.). Ihre vereinigten, vorzugsweise leucitischen Laven stauen sich an der Westseite des Graben's; gegen SO. schliessen sie nur mit Unterbrechungen an den Rand der kesselförmigen Erweiterung, so dass eine Kette kleiner See'n entsteht. Kleinere Krater sieht man bis zum Kiwu hinab.[14]

N. von den Kirunga-Vulcanen nimmt der Graben seine gewöhnliche Gestalt wieder an. Jenseits 1° s. Br. meldet breiter Seeboden die Nähe des Albert Edward-See's; wir befinden uns in dem Flussgebiete des Nil; die Kirunga-Vulcane bilden im Graben die Scheide gegen den Congo.

Albert Edward-See (915 M.) ist gegen NO. überragt von dem höchsten nicht vulcanischen Berge Africa's, Ruwenzori. Stanley erblickte ihn zuerst im J. 1888; Stairs erreichte ihn 1889

und hielt ihn für einen Vulcan; Stuhlmann zeigte 1891, dass er ein Stück des älteren Gebirges sei zwischen zwei Dislocationen; Scott Elliot hat den Berg mehrmals überquert. Grauer hat einen vorliegenden Gipfel, endlich der Herzog der Abruzzen den höchsten Gipfel (M. Margherita, 5064 M.) erstiegen.[15] Ruwenzori ist ein etwa 80 Kilom. langer Horst, der innerhalb des Graben's den Ostrand begleitet, mit steilerem Abfalle gegen West. Die höchsten Theile dürften aus granitischem Gneiss bestehen. Kleine Kraterberge treten am östlichen und südlichen Fusse auf.[16]

Auffallend ist die Thatsache, dass der Horst um wohl 2000 M. höher ist, als das benachbarte Hochland, dessen Theil er doch ist.

Ueber den Albert Edward-See hinaus umfasst der Graben mit seinen parallelen Wänden und mit wenig geringerer Breite noch den Albert-See (590 M.); dann stürzen die Wässer des See's über die Murchison-Fälle hinab und der Graben endet.[17]

Der abweichende, mehr kreisförmige Umriss des Victoria-Nyanza, seine zum grossen Theile flachen Ufer und die selbständige, centrale Lage haben anfangs die Meinung hervorgerufen, dass er ein flaches Becken zwischen den Einbrüchen darstelle, aber schon Stuhlmann hielt sein westliches Ufer für einen Bruch. In Ankole, d. i. gegen den Albert-Edward-See hin, werden viele kleine Kratere erwähnt.[19] Herrmann unterschied eine Zahl von Brüchen zwischen Victoria und Tanganyika. Nach Untersuchung der südlichen Landstriche meinte Dantz, der See sei durch einen flachen Kesselbruch entstanden, und verzeichnete am Nordrande des Speke-Golfes einen Bruch.[20] So mag es wohl sein, dass sich einstens das ganze, weite Gebiet zwischen den Gräben als ein Bruchfeld erweisen wird.

Erst im Südosten des Tafellandes von Unyamwesi tritt wieder deutlicher die Anordnung der einzelnen Brüche hervor. Zu ihrer Festellung haben insbesondere Osc. Baumann, H. Meyer und C. Uhlig beigetragen. Dantz hat eine Zeichnung entworfen.[21]

Im Grossen scheint eine etwa strahlenförmige Anordnung in der Richtung gegen den Kilimandjaro und den nahen Beginn des ostafricanischen Graben's zu bestehen. Der Graben der Wembere-Steppe streicht NO.; die Ausläufer des W.-Randes der Rua-Senke, die vom Norden des Nyassa kommen, streichen NNO. Vor dem Hauptbruche steht in 4° 28′ der Vulcan Gurue

(3100 M.) und dieser Hauptbruch (Uhlig's Bruchzone) vereinigt sich am Natron-See mit dem Westrande des ostafricanischen Graben's. Ein breiterer Horst dürfte von Süden her bis zu dem Nordrande der Litema-Berge im Süden des Kilimandjaro reichen. Der Graben des Pangani streicht NNW.; sein Ostrand wird vom Paré-Gebirge und den W.-Abhängen von Usambara gebildet.[22]

Die versenkte Wembere-Steppe verdient Aufmerksamkeit. Nach Baumann liegt 70 Kilom. von seinem Beginne die Sohle dieses Graben's in 1120 M. Seine Ränder sind nicht hoch, aber deutlich. Gegen NO. erhebt sich allmählig das Tafelland bis 2020 M., während gleichzeitig die Sohle des Grabens weiter sinkt. Der Graben endet an dem Salzsee Eyassi (1050 M.), der gegen NO. nach Jaeger's Berichten von zwei Vulcanen abgeschlossen wird. Darüber gegen NO. hinaus folgt der grosse Ngorongoro-Krater, nahe am Westrande des ostafricanischen Graben's. Oestlich vom Eyassi sieht man noch einen solchen Graben, mit dem von Werther entdeckten Hohenlohe-See. Wembere liegt zum grossen Theile in Granit und Gneiss, sein NO.-Theil mit Eyassi in Laven.[23]

Der ostafricanische Graben, d. i. die acht Breitegrade lange Strecke vom Kilimandjaro (3° s. Br.) bis zum N.-Ende des Rudolf-See's (5° n. Br.) hat zwar in den letzten Jahren manche neue Durchforschung erfahren, so insbesondere für den ganzen Süden bis 1° 30′ s. Br. durch Uhlig und Jaeger, für den Kilimandjaro durch H. Meyer und für den Kenia durch Gregory, aber die Grundzüge des Baues, wie sie L. v. Höhnel ermittelt und Toula auf der Karte verzeichnet haben, wurden wenig verändert.[24] Insbesondere bestätigt sich die Ansicht, dass hier lange, grabenförmige Senkungen stattgefunden haben. Dabei durchschneiden die Bruchlinien bald das Urgebirge und bald die aufgelagerten Laven, so dass innerhalb der Senkung Horste von Urgebirge neben solchen von Laven stehen. Sogar junge Vulcane wurden nachträglich durchschnitten. C. Uhlig fand den Rand des Graben's SW. vom Natron-See aus wiederholten Steilrändern bestehend; der westliche Rand gehört dem Urgebirge an; ein mittlerer durchschneidet drei grosse Vulcane, so dass ihre Lavaströme an dem etwa 1000 M. hohen Abfalle enden.[25]

Der Westrand ist einheitlicher als der Ostrand. Man kann ihn mit der Richtung NNO. bereits von 6° s. Br. an verfolgen.

Der Absturz Mau beginnt in 3° 15′ s. Br. und zieht ununterbrochen bis wenigstens 1° n. Br. Er besteht zum grössten Theile, doch nicht ganz, aus Laven. Im Norden legt sich vor ihn der schmale Urgebirgs-Horst Kamassia. Der Absturz Suk, als Fortsetzung von Mau, entfernt sich in der Richtung NNW. und kehrt erst in der Mitte des Rudolf-See's an dessen Westseite zurück. So entsteht SW. vom See zwischen den Flüssen Trrguel und Kerio ein selbständiges Bruchfeld.

Der Ostrand hat erst von 2° 30′ s. Br. an Zusammenhang. Er ist durch die Einfügung ausgedehnter Tafeln von Lava beeinflusst, in denen staffelförmiger Abbruch herrscht, wie in Kikuyu, SW. vom Kenia, und in Leikipia, NW. von demselben. Dazu kommen die grossen Vulcane selbst. Beispiele sind Kilimandjaro mit Kimawensi (5148 M.) und Kibo (5888 M.), dann Meru (4558 M.), welche auf einer Querspalte zu stehen scheinen, wohl aber den hier aus dem Süden radial zusammenlaufenden Gräben aufgesetzt sind, ferner Donje Ngai (thätig), Gelei und viele andere, wie Sussua, Longonot, Tshibtsharanjani, in grösserer Entfernung gegen West Elgon (4558 M.), im Osten Kenia (5138 M.), Andrews (thätig, am Rande der Steppe Sukuta), Teleki (thätig) die Vulcane der Höhnel-Insel, Kulall, dann Lubur an der NW.-Küste des Rudolf-See's.[26] Endlich mag der 20 Kilom. im Durchmesser haltende Krater Ngorongoro (zwischen 3° und 3° 30′ s. Br.) nochmals erwähnt sein. Zwischen diesen Bruchrändern, Horsten und Vulcanbergen sammeln sich die Wässer in einer langen Kette abflussloser See'n. Die Höhe des Wasserspiegels im Manyara ist 1010 M., im Natron-See 608 M.; von da steigt sie in den einzelnen See'n bis zum Naiwasha (1869 M.) und sinkt hierauf bis zum Rudolf-See (400 M.).

Zahlreiche heisse Quellen begleiten den Graben; mitten in demselben, auf einer Insel des Baringo, gibt es pulsirende Thermen. Auch in vielen anderen Beziehungen verspricht der ostafricanische Graben neue Belehrung über das Wesen des Vulcanismus. So meinte Gregory, Kenia sei ein so weit entmantelter Vulcan, dass ein Kern eines grosskrystallinischen Gestein's (Kenyt) blossgelegt sei, und Mackinder, dem die Ersteigung des höchsten Zackens glückte, brachte, wie Sollas bestätigt, aus dieser Höhe in der That ein ähnliches Gestein.[27]

NW. vom Rudolf-See tritt jedenfalls noch eine grössere

Scholle alten Gebirges zu Tage (Lamarr bei Höhnel); es mag aber wohl eine Senkung unmittelbar bis zum Stefanie-See reichen. Max. Weber hat, hauptsächlich auf Grund von Neumann's Ergebnissen und jenen italienischer Forscher, einen Entwurf des Graben's vom Rudolf-See bis Danakil entworfen, und dabei unter Berufung auf K. Schmidt angenommen, dass der Graben des Rudolf-See's gegen N. verflacht, ferner dass vom nördlichen Dritttheil des Rudolf-See's eine Abzweigung gegen NO. zum Stefanie-See eintritt. Dieses stimmt auch mit den älteren Beobachtungen ziemlich gut überein.[28]

Der Graben wendet sich nun gegen NO. und zieht von hier zwischen dem abessynischen Hochlande im Norden und der Somali-Scholle (Diddi, Hochland der Arussi) im Süden, bis Adis-Abeba und Ankober.

Aus der dem Stefanie-See folgenden Gegend haben Bottego's Reisen und die von Ang. d'Ossat und Millosevich bearbeiteten Sammlungen des vielbetrauerten Sacchi Belehrung gebracht.[29] Nicht nur die Ostseite und der Norden des Stefanie-See's bestehen aus vulcanischem Gestein, sondern auch alles Gebirge vom unteren Omo in 5° 30′ bis zum See Margherita (Abbaja oder Pagadé); die Ostseite dieses See's ist Basalt, den Westen bilden liparitische Felsarten. Ueberhaupt entnimmt man den Berichten von Erlanger und Neumann, dass die lange Kette von See'n, die von Stefanie über Ciamò (Gandjule), Margherita u. A. bis 8° den Graben kennzeichnet, ganz oder fast ganz in jungvulcanischem Gestein liegt. Dabei entstehen Trennungen und Verbindungen der mannigfachsten Art. Neumann hat gefunden, dass Ciamò mit Margherita bei Niederwasser abflusslos sind und bei Hochwasser durch den Fl. Sagan mit Stefanie in Verbindung stehen. Die Seen-Gruppe N. von 7° (Schale, Lamina, Korre) ist durch den Vulcan Fike getrennt; der Vulcan Alutu trennt sie vom See Zuaj.[30]

Zwischen dem Zuaj und Adis-Abeba erhebt sich der Berg Zukuala, der einen heiligen Krater-See trägt. Hier endet der abessynische Graben, und betritt man das weite vulcanische Gebiet Afar (Danakil). Es ist begrenzt gegen W. durch den meridionalen Abbruch des aus Gneiss und einer mesozoischen Decke bestehenden abessynischen Hochlandes, und gegen S. durch den von West gegen Ost ziehenden Nordrand der Somali-

Scholle, welche von mesozoischen Sedimenten in flacher Lagerung gebildet ist. Derselbe Nordrand von Somali bildet weiterhin das südliche Ufer des arabischen Busens. Gegen NO. reicht Afar bis an das Rothe Meer.[31]

Es ist ein unwirthliches Land, überstreut mit Vulcanen, Lavafeldern und heissen Quellen. Mehrere Strecken liegen tiefer als das Meer. Der Spiegel des See's Assal in der Nähe von Tadjura liegt in — 170 M. Vulcanische Ausbrüche sind nicht selten; im Juni 1907 soll der Afdera (nahe der Küste, N. von 13°) einen neuen Krater gebildet und einen grossen Lavastrom von sich gegeben haben. Genauere Nachrichten über einzelne Strecken haben namentlich Dainelli und Marinelli gebracht. Diesen zufolge befindet sich der See Alel Bad in N.-Afar in einem von NW. gegen SO. gestreckten Raume, von welchem etwa 5000 Quadratkilom. unter dem Meere, von diesen die Hälfte unter — 100 M. liegen. Die tiefste Stelle befindet sich in — 120 M. Sie ist eine Salzebene; an ihrem NW.-Ende liegt der erloschene Vulcan Marahé und am SO.-Ende der Vulcan Erto-alé, von dem ältere Berichte über einen Ausbruch vorliegen. Weiter gegen NW. begleitet ein ähnlicher Raum den O.-Fuss des abessynischen Tafellandes bis zu der Stelle, an welcher es den W.-Rand des Golfes von Zula (Massaua) erreicht; in diesem steht der Vulcan Alid und zeigt sich eine grosse Anzahl von kleinen Ausbruchstellen bis zum Vulcan-Reste Jalua in der Nähe des Golfes.[32]

Die steilen Ränder des abessynischen und des Somali-Hochlandes treffen sich bei Ankober beinahe unter einem rechten Winkel. Denkt man sich das tiefliegende Afar vom Meere überfluthet, so werden diese Ränder zu Küsten und der neue Umriss entspricht auf eine recht auffallende Weise der gegenüberliegenden Arabischen Küste. Dass das Rothe Meer selbst ein Graben ist, wurde bereits gesagt (I, 482). Die Messungen der „Pola" haben die grösste Tiefe mit 2190 M. in 22° 7′ n. Br. ermittelt.[33] Mehrere vulcanische Inseln erheben sich aus dem Meere. Am Sinai spaltet sich der Graben, oder richtiger gesagt: sein westlicher Theil setzt sich als Golf von Suez fort, während im Golf von Akaba ein neuer Graben mit abweichender Richtung nahe dem Meridian 35° auftritt und sich mit NNO.-Richtung dem Meridian 36° nähert. In der Djubalstrasse, bei dem Eintritte in den Golf von Suez, steigt der Boden fast unvermittelt von — 1000 M. auf — 80 M.

an und er sinkt bis Suez nicht mehr unter — 82 M. Der Golf von Akaba ist vom Meere durch eine Scholle abgetrennt, die W. von der Insel Tiram zu — 141 M. und O. von dieser zu — 16 M. ansteigt, aber jenseits dieser Scholle liegen beträchtliche Strecken unter — 1000 M.; die grösste Tiefe ist — 1287 M. und die Ufer sind sehr steil.[34]

Die dem Urgebirge aufgelagerten Kreide- und Eocän-Schichten haben einst ununterbrochen über die ganze Breite des Rothen Meeres nach Arabien sich hinüber erstreckt; das zeigen ihre langen, dem Ufer des Rothen Meeres parallelen Staffelbrüche, die Eb. Fraas bei Kosseir und Barron und Hume ebendaselbst und auch um zwei Breitegrade nördlicher am Gebel Zeit, schon im Bereiche des Golfes von Suez, getroffen haben.[35] Dj. Atáka bei Suez ist von einer Verwerfung mit Absenkung gegen das Meer durchschnitten (I, 479); Beyrich meinte, auch das Miocän von Suez sei stellenweise grabenförmig versenkt (I, 488).

Vereinzelte Brüche und Vorkommnisse von Basalt zeigen, dass Einbruch und Senkung gegen West bis über den Nil hinaus ihre Spuren zurückgelassen haben. Es scheint Einmüthigkeit darüber zu bestehen, dass ein langer, grabenförmiger Einbruch oder eine Reihe von Brüchen den Nil selbst von Kairo bis Kenneh, d. i. durch etwa 4 Breitegrade nach aufwärts begleitet.[36] Noch lässt sich die Sachlage nicht völlig übersehen. Die ganze syrische Küste ist ebenfalls ein jüngerer Abbruch (I, 481).

An früherer Stelle (I, 489) ist das zeitweise Uebergreifen mediterraner Wässer in erythräisches sowie erythräischer Wässer in das heutige Gebiet des Nil erwähnt worden und Blanckenhorn hat diesen Gegenstand ausführlich behandelt. Seither hat Hume gezeigt, dass mediterrane Ablagerungen, leicht kennbar an der an der grossen Ostrea giengensis, bis an die Ostseite des südlichen Sinai gelangen. Sie sind dort steil aufgerichtet an Verwerfungen. Der Sinai ist stellenweise von vielen submeridionalen Verwerfungen durchschnitten. Man sieht, dass wenigstens ein Theil der Brüche jünger ist als Ostrea giengensis.[37]

Der Golf von Akaba setzt sich als Graben in das Wadi Arabah fort, in dessen Tiefen P. Musil, wie er mir gütigst mittheilt, ein vereinzeltes Vorkommen von dunkler Lava traf. Jenseits einer cretacischen Schwelle von + 230 bis 240 M. gelangt

man an den tiefen, einseitigen Graben des Todten Meeres, der sich im Thale des Jordan fortsetzt (I, 481).[38] Bis zum See von Hule reicht er; dann tritt eine Aenderung ein, von welcher Diener die erste genaue Nachricht gebracht hat.[39]

Der Graben wird gegen NNO. abgelenkt und bildet zwischen Libanon und Antilibanon das lange Thal der Bekâa, das die Ruinen von Baalbek enthält. Zugleich tritt schräge über den Antilibanon und weit gegen NO., bis über Palmyra hinaus ein ruthenförmiges Auseinanderweichen, eine Virgation von Sprüngen auf. Hier, in der Palmyrenischen Wüste, hat Diener marines Pliocän in + 650 M. getroffen. Entweder ist diese Aufwölbung des Bodens und Zersplitterung der Brüche durch eine Deformation der Erde in der Nähe der taurischen Faltenbogen hervorgebracht worden oder, wie Blanckenhorn meint, durch die gegen S. und SO. liegende, von Laven überdeckte Senkung der Damascene.

Jenseits der Bekâa, das ist jenseits 34° 30′ hat Blanckenhorn das Land bis an den Amanus, daher bis in das Gebiet der taurischen Falten erforscht und auch eine lehrreiche Uebersicht der Structurlinien von ganz Syrien entworfen.[20] Der Graben kehrt wieder in die meridionale Richtung zurück, durchschneidet den Basalt von Homs, bildet dabei die kleine Bekâa, und setzt in der Niederung el Ghâb an der in Staffeln abbrechenden Ostseite des Ansarieh-Gebirges gegen N. bis 35° 50′ n. Br. fort, wo das Gebirge unter die Sedimente der II. Mediterran-Stufe hinabtaucht. Auch hier im Norden sind einige Spuren einer gegen NNO. oder NO. gerichteten Virgation vorhanden.

Hiemit ist die Niederung el Amk (See el-Bahra, 140 M.) NO. von Antiochia, erreicht. Blanckenhorn hat bereits vermuthet, dass die Brüche hier nicht enden, sondern dass noch eine gegen NO. gerichtete, daher im Streichen der taurischen Falten gelegene Fortsetzung zwischen dem Drusen-Gebirge und dem Amanus vorhanden sei. A. Schaffer hat in der That noch 150 Kilom. weit zuerst im Thale des Kara-Su, dann bis in die Nähe von Marasch einen Graben verfolgt, der begleitet ist von Ergüssen basaltischer und doleritischer Lava (III *a*, 405).[41]

Uebersicht der ostafricanischen Gräben. Abgesehen von dem Bruche der Lebombo-Berge reicht der durchmessene Raum von 15° s. Br. bis 37° 30′ n. Br.; seine Länge beträgt $52^1/_2$ Breitegrade. Dabei ist die wiederholte Abweichung von

einer bestimmten meridionalen Zone und die wiederholte Rückkehr zu dieser bemerkenswerth. Die Axe des Nyassa liegt in 34° 30′, jene nördlichere des Rudolf-See's in 36° und weit im Norden die Axe des Todten Meeres und des Jordanthales in 35° 30′.

Es ist nicht erweisbar, dass alle Theile dieses grossen System's von Brüchen und Einbrüchen von gleichem Alter seien. Insbesondere hat Kohlschütter gemeint, dass Durchschneidung älterer durch jüngere Gräben stattgefunden habe, dass namentlich der Rukwa-Graben über den Tanganyika zum Lukuga fortsetzt und den Tanganyika durchquert, ebenso dass ein dem Wembere folgender Graben bei dem Krater Ngorongoro von dem meridionalen ostafricanischen Graben N. vom Manjara-See abgeschnitten wird.[42] Es empfiehlt sich, genauere Angaben abzuwarten. Gerade der Tanganyika wird öfters als ein älteres Glied angeführt. Seine fremdartige Fauna gilt als ein Meeres-Relict, doch ist eine ihrer bezeichnendsten Formen, eine Meduse, auch im Victoria-See entdeckt worden.

Issel legt mit Recht Werth auf den Umstand, dass das Meer erst spät in den erythräischen Graben eingetreten ist.[43] Die Folge mittel- und jungtertiärer Sedimente, wie sie die meisten Küsten des Mittelmeeres darbieten und wie sie noch in Suez und zum Theile sogar noch bei Scherm am S.-Sinai zu sehen ist, fehlt hier, mit Ausnahme von solchen jungen Ablagerungen, die etwa jenen erythräischen Schichten entsprechen mögen, welche in der Höhe von + 64 M. bis zu den Pyramiden von Ghizeh und in's untere Nil-Thal vordringen (I, 489). Diese zeigen vielleicht die erste Füllung des Rothen Meeres an. Alle anderen Senkungsgebiete, mit Ausnahme der syrischen Küstenlinie, entbehren irgend welcher Spur eines Eindringen's des Meeres. Die Terrassen des Rudolf-See's, des unteren Omo, des Stefanie-See's und von Afar enthalten Conchylien der heutigen Nil-Fauna. Die Terrassen des Todten Meeres und des Jordan enthalten heutige Süsswasserconchylien, im See Tiberias leben noch heute Nil-Fische (I, 494). Den jungen Melanopsiden-Schichten sind Ergüsse von Laven nachgefolgt[44] und im Norden scheinen die Bewegungen so jung zu sein, dass ähnliche Sedimente in noch jüngere Gräben versenkt sind.

Erst im Norden erscheinen an der Küste die Ablagerungen

der III. und IV. Mediterran-Stufe; Meeres-Sedimente erreichen, wie erwähnt wurde, die palmyrenische Wüste. —

Drei selbständige Vorgänge sind zu unterscheiden: erstens das Zerreissen des Bodens, zweitens das Nachsinken der Seitenwände der Kluft, drittens das Heraufdringen der Laven. Nicht dass sie der Zeit nach so streng geschieden seien; die Grabenbrüche in Laven, wie Mau, zeigen, dass grossen Ergüssen in einzelnen Strecken grosse Einbrüche nachgefolgt sind. Aber die Zerreissung ist sichtlich die primäre und die Laven sind die begleitende Erscheinung.

Man sollte sich von diesen Gräben keine allzu schematische Anschauung von einem Streifen Erde schaffen, der zwischen zwei parallelen Verwerfungen absinkt. Staffelbrüche sind am Tanganyika und an den Lava-Feldern zu sehen, die dem Kenia vorliegen, und ebenso an der Westküste des Rothen Meeres und ebenso im Norden am Libanon und am Gehänge des Dj. Ansarieh. Ein richtigeres Bild wird erhalten, wenn man dieselben Staffelbrüche sich von beiden Seiten wiederholt denkt bis in die Mitte der Thalsohle, und dass an ihnen viele lange, nach unten keilförmige Streifen zu ungleicher Tiefe absinken. Auf diesem Wege sind Horste im Einsturzfelde zurückgeblieben, wie Kamassia, W. vom Baringo-See, und die Schwelle im Süden des Albert-Edward-See's. Deutlich ist die Abnahme der Zerklüftung in Nord-Syrien, wo die Virgation und manche andere Umstände auf ein Fortschreiten des Vorganges aus Süd gegen Nord weisen.

Jeder Versuch einer Erklärung aus örtlichen Gründen, aus einer besonderen, nach unten divergirenden Lage der Verwerfungsflächen u. s. w. schwindet gegenüber der ausserordentlichen Ausdehnung. Ein Vorgang, der über mehr als 52 Breitegrade sich kundthut, muss in der Eigenart des Planeten selbst begründet sein. Wir gelangen für dieses weite Gebiet zu der Annahme von Spannungen in den äusseren Hüllen des Erdkörpers, die senkrecht auf die Richtung der Sprünge, hier senkrecht auf den Meridian, sich geäussert haben.

Das ist Zerreissung durch Contraction, und zwar haben sich die Klüfte von oben gegen abwärts geöffnet.

Dieser Umstand ist für die Beurtheilung des Auftretens der Vulcane von Bedeutung.

Es gibt mächtige Grabenstücke, wie z. B. den 700 Kilom.

langen Tanganyika, an denen wohl einige heisse Quellen, aber keine Vulcane vorhanden sind. Dagegen gibt es in Syrien einzelne recht untergeordnete Sprünge, die von Ketten kleinerer vulcanischer Vorkommnisse begleitet sind. Wenn jemand den Kenia oder die Gruppe der Kirunga-Vulcane am Kiwu-See für sich betrachtet, sucht er vergeblich nach Gängen oder Vulcan-Ketten, die eine Verbindung mit anderen Vulcanen herstellen würden. Dennoch lehrt ein Ueberblick des Ganzen den Zusammenhang und zugleich die Abhängigkeit von der grossen Zerreissung.

Die von oben sich öffnenden Zerreissungsklüfte und die Klüfte zwischen den absinkenden Schollen haben an einigen Stellen den Ausbruch ermöglicht, an anderen nicht, an manchen äussern sich die Eruptionen noch heute. Ob grosse oder kleine Kraterberge entstanden sind, das mag von recht untergeordneten Bewegungen abhängig gewesen sein. In der Axe des ostafricanischen Grabens herrscht offenbar die regste vulcanische Thätigkeit. Im Graben selbst stehen die wenigsten grossen Kegelberge, und zwar wahrscheinlich eben darum, weil hier die meisten tektonischen Veränderungen vor sich gehen, kein Schlot alt wird und immer neue entstehen.

Kamerun. Amobón, S. Thomé, I. do Principe und Fernando Póo bilden eine gradlinig zwischen NNO. und NO. streichende Reihe von Vulcanen. Oft wird dieser Reihe auch S. Helena zugerechnet. Auf dem Festland entspricht ihr zunächst das hohe vulcanische Kamerun-Gebirge. Nach der von Esch gelieferten Beschreibung von SW. Kamerun besteht, abgesehen von einem minder hohen Saume von tertiären und cretacischen Sedimenten in der Nähe des Meeres, alles übrige Land, bis über 5° n. Br. aus altkrystallinischen Felsarten mit aufgesetzten jungen Vulcanen.[45]

Esch nennt es ein Bruchgebiet; Zeugniss dafür sind das eben genannte Kamerun-Gebirge mit seinen zahlreichen Krateren (3665 M.), in seinem Nordwesten der altkrystallinische Horst Rumpi (bis 2000 M., 40 Kilom. lang), die Bakundu-Senke, das Nkosi-Bruchland mit seinen zahlreichen kleinen Ausbruchstellen,[46] der Graben Kidde, der Horst Kopé mit den ihm aufgesetzten Vulcanen (2050 M.), endlich das querstehende Manenguba-Gebirge mit dem grossen Krater Ebogga (2110 M.).

Das SW. Kamerun besitzt daher einen Bau, welcher der

südwestlichen Hälfte des ostafricanischen Grabens gleicht, mit den Unterschieden, dass in Kamerun die Brüche nicht einen einheitlichen Graben abgrenzen, dass ihr allgemeines Streichen der Brüche nicht NS., sondern NNO. ist, entsprechend der Linie Annobom-Fernando Póo, ferner dass der Abfluss der Wässer zum Meere offen ist.

Durch Passarge's verdienstliche Forschungen in Adamaua ist es bekannt, dass von 7° 30′ bis 10° 30′ ganz ähnliche Verhältnisse herrschen. Hier nähert man sich schon dem abflusslosen Gebiete des Tsad. Die Aehnlichkeit des Baues ist so gross, dass der Name Kamerun-Linie überhaupt nicht im Süden, sondern hier im Norden, und zwar von Passarge geschaffen worden ist.[47]

Auch hier besteht das Land aus altkrystallinischen und aus jungvulcanischen Felsarten. Die herrschende Richtung ist auch hier N. 30—35° O.; selten tritt die OW.-Richtung dazu. Das Tschebtsche-Gebirge, ein 1400—2000 M. hoher, gegen NNO. gestreckter Rücken von Granit und Gneiss, nach Passarge wahrscheinlich ein Horst, liegt in der Fortsetzung der Horste von SW.-Kamerun. Er trägt eine Decke von Basalt; auf dieser stehen vereinzelte felsige Kegel; zu beiden Seiten des Walles erscheint Augit-Andesit. Wo im Norden die Ausläufer des Tschebtsche den Benue treffen und etwas östlich davon (zwischen 12° und 13° ö. L.) stehen an diesem Flusse kleinere vulcanische Hügel (Gabriel, Elisabeth, Madugu). Der gradlinige Ostrand des Atlantíca-Gebirges und in seiner Fortsetzung auch des Mandara-Gebirges folgen der Richtung N. 35° O., ebenso das Thal des Faro.[48]

Bis über 10° 30′ n. Br. hinaus wiederholen sich die Bruchlinien, welche schon vom Ocean her den Bau von Kamerun bezeichnen. Dann beginnen die weiten Schwemmländer des Tsad und des Schari und neben der Frage der Fortsetzung der Kamerun-Linie tritt hier eine hydrographische Erscheinung eigener Art hervor. Barth wusste bereits, dass eine Verbindung des Tsad mit dem Niger bestehe. Lenfant hat die Sachlage geklärt.[49]

Der Fluss Kabi mündet oberhalb Garoua in den Benue. Etwa 120 Kilom. oberhalb seiner Mündung bildet er einen 50 M. hohen Katarakt, dann folgen weitere Stromschnellen, endlich der sehr lange und schmale See Tuburi, welcher durch einen kleinen und

nur bei Hochwasser sich füllenden Wasserlauf mit dem Logone und folglich durch den Schari mit dem Tsad in Verbindung steht. Mit anderen Worten: bei Hochwasser im Logone geht Ueberfallwasser über die Stromschnellen des Kabi zum Niger und zum Ocean.

Ein weites, dem Auge ganz wagrechtes Schwemmland begleitet den Logone und setzt bis zum Tsad fort. Die felsigen Stromschnellen des Kabi zeigen den Untergrund dieses Schwemmlandes. 360 Kilom. von diesen Stromschnellen, am SO.-Rande des Tsad, tritt aus diesem Schwemmlande wieder eine kleine Felsgruppe hervor; sie heisst Hadjer-el-Hamis (die fünf Steine) und ist nur 100 M. hoch. Lacoin hat sie beschrieben.[50] Nach Gentil ist es ein Rhyolith mit Aegyrin und Riebeckit, der während der Erkaltung dem unmittelbaren Einflusse von Wasserdampf und sauren Fumarolen ausgesetzt war, wie dies Lacroix für die Rhyolithe des Somali-Landes voraussetzt.[51] Dasselbe Gestein traf Foureau im Bette des Logone bei Kusser (nahe oberhalb Fort Lamy), hier möglicher Weise verschleppt. Ganz dasselbe Gestein hat Lenfant aus der Nähe der Katarakte des Kabi gebracht.

Weitere Studien müssen lehren, ob diese Vorkommnisse noch der vulcanischen Bruchzone des Kamerun angehören und ob diese wirklich in den Rhyolithen des Kabi, des Longone und des Hadjer-el-Hamis den Tsad erreicht. Vorläufig ist sie bis 10° 30′ n. Br. nachgewiesen, folglich von Annobom her durch 12 Breitegrade.

Plan der africanischen Brüche. Von West gegen Ost zeigt die Landkarte zuerst die Kamerun-Linie, als eine Zone der Zerklüftung und des Einsturzes in das Festland eingreifend mindestens bis 10° 30′ n. Br. Die Fortsetzung bis an den Tsad ist unsicher. Ebenso wenig lässt sich aus den bisherigen Erfahrungen entnehmen, ob irgend welche Beziehungen bestehen zu den vulcanischen Vorkommnissen, die meridional durch das Aïr und weit gegen N. durch Ahaggar ziehen.

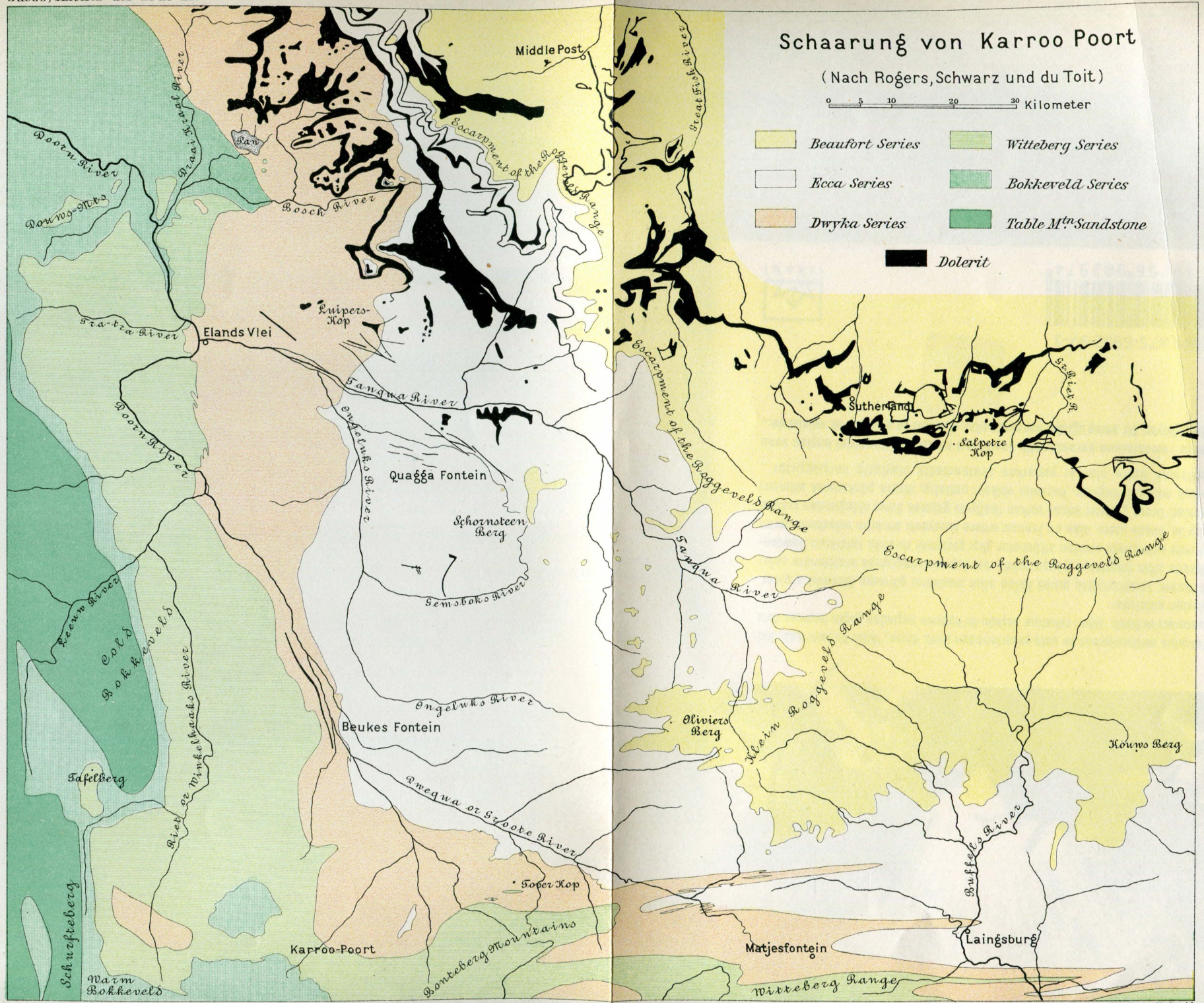
Der kurze Upemba-Graben ist das westlichste bekannte Glied der langen ostafricanischen Gräben. Gegen Nord ziehen diese Brüche durch das Rothe Meer und durch Syrien bis an den Taurus; gegen West liegen die Brüche am Nil und die noch wenig bekannten Brüche der östlichen Sahara. Mitten in Europa liegt der Rheingraben.

Es ist nicht zu läugnen, dass an den Rändern des indischen Ocean's Linien hervortreten, welche Verwandtschaft anzeigen. Der Abbruch des Quathlamba in S.-Africa und jener der Sahyádri in Ostindien wurden bereits in einer früheren Darstellung einander gegenübergestellt (I, 536). Heute fügt sich zunächst der Lebombo-Bruch hinzu, der in S.-Africa von 27° 30′ s. Br. durch 4 Breitegrade gegen N. verläuft. Während Madagascar bisher nur im Allgemeinen als ein Horst erkannt war (I, 531), tritt durch Lemoine's Forschungen neben geringeren Brüchen ein langer, gradliniger Bruch an der ganzen Ostseite hervor, als das maassgebende Element in dem Umrisse. Von Fort Dauphin reicht er über die Insel S. Marie bis Cap Maroala durch 10 Breitegrade gegen NNO. und er findet vielleicht Fortsetzung in den nördlich folgenden Inseln.[52] Vom Sahyádri-Bruche ist bekannt, dass er von 8° n. Br. bis 16° den Gneiss und von da bis 20° die Laven des Dekkan durchschneidet. Davor liegt, noch unerklärt, mit abweichender, mehr meridionaler Richtung die Linie Laccadiven-Maldiven-Chagos.[53]

Die Lage dieser Linien beeinflusst die Umrisse des Ocean's. Allerdings wird man wohl nicht ihnen seine Einsenkung zuzuschrieben haben, sondern dürfte wie bei den variscischen Brüchen die Annahme richtiger sein, dass sie aus anderen Ursachen hervorgegangen sind, dass sie von der Senkung benutzt wurden und diese abgegrenzt haben.

Alle die genannten Brüche und Gräben mit Ausnahme des Rheingraben's liegen in einem Tafellande, das in Indien und Africa, vielleicht auch über seine ganze Erstreckung hin bereits vor Unter-Gondwána abgetragen gewesen ist und seither nicht gefaltet wurde.

Viele dieser Brüche sind durch grosse Länge und mit Ausnahme des leicht gekrümmten Tanganyika-Graben's durch ihre gerade Richtung ausgezeichnet. Viele bevorzugen in auffallender Weise einen dem Meridian genäherten Lauf. Sie sind bei weitem zum grössten Theile von Vulcanen begleitet. Das Bemerkenswerthe aber ist, dass sie auf einen bestimmten Theil der Erdoberfläche eingeschränkt sind. Nirgends trifft man in Asien (mit Ausnahme Syrien's und der indischen Halbinsel) noch in America Aehnliches. Aus Spannung hervorgegangene Zerklüftungen (disjunctive Linien), von Vulcanen begleitet, sind auch dort im




Verlag von F. Tempsky, Wien und G. Freytag G.m.b.H., Leipzig.

Geogr. Anstalt von H. Wagner u. E. Debes, Leipzig

gefalteten Lande bekannt, aber ihr Lauf ist immer bogenförmig, entsprechend dem Streichen der Falten.

Der Rheingraben ist der einzige, der in das Gebiet der Altaiden greift.[54]

Nur die Wiederholung meridionaler Brüche im nördlichsten Theile des atlantischen Gebietes (Grönland bis Lofoten) gestattet einigen Vergleich mit dem indischen Ocean. Wir nehmen vorläufig Anstand, die Vulcan-Linie der inneren Hebriden und den alten Graben von Kristiania diesen Vorkommnissen anzureihen.

Wo diese Linien ein Meeresufer sind, wie in Syrien, Madagascar u. A. sieht man keinen Graben und meistens keine Vulcane. Wo die Gräben gut abgegrenzt und auf längere Strecken ziemlich gleich breit sind, bemerkt man eine immerhin auffallende Aehnlichkeit der Breite. Am Upemba-Graben wurden 30—45 Kilom., am Tanganyika 35 oder 40 Kilom. mit Ausweitung auf 50 Kilom., am Nyassa 30—50, im südlichen Theile des Rheingraben's 32—34 Kilom. genannt. Der grosse ostafricanische Graben ist zu unregelmässig, Stufen stellen sich ein, dann folgen Nebengräben und Horste, so dass es schwierig wird, eine bestimmte Ziffer zu nennen. An einer recht engen Stelle in 2° s. Br. mögen es nur 20 Kilom. sein. Das Rothe Meer ist viel breiter als alle diese Gräben, doch ist seine Breite sehr gleichförmig. Luksch gibt für die nördliche Hälfte das Maximum mit 334 Kilom. an. Die südliche, tiefe Hälfte des Golfes von Akaba besitzt eine Breite der Wasserfläche von 27·8 Kilom., so dass die Entfernung der Wände auch nahe um oder über 30 Kilom. liegen mag. Die Sammlung weiterer, zuverlässiger Ziffern wäre erwünscht.

Im Vorstehenden ist nicht Erwähnung geschehen von einer gemeinsamen Eigenschaft der vulcanischen Gesteine, die an den africanischen Brüchen hervorgetreten sind, nämlich ihrem Gehalt an Alkalien bei dem Zurücktreten von Magnesium und Calcium. Dieser Umstand gewinnt erst im Vergleiche mit anderen Gebieten seine volle Bedeutung.

## 2. Cap-Gebirge.

Man ist gewohnt, Brasilien, Africa und die indische Halbinsel im Gegensatze zu Laurentia und zu dem nördlichen Asien als südliche Massen zu bezeichnen. Im Vergleiche zu diesen letzteren sind sie es auch. Aber Brasilien und Africa werden

von Aequator durchzogen, die indische Halbinsel liegt nördlich von demselben und jede Karte lehrt, dass sie, sobald der Erdball betrachtet wird, nicht einen südlichen, sondern einen mittleren Gürtel bilden. Aus dieser Ausdrucksweise ist eine gewisse vorgefasste Meinung in Betreff des Zusammenhanges dieser Landmassen mit dem wahren Süden, der Antarktis, hervorgegangen.

Im südlichen Africa finden sich jedoch, und zwar in einer südlichen Entfernung vom Aequator, die kaum grösser ist, als die nördliche Entfernung des Hohen Atlas, unzweifelhafte Spuren einer selbständigen Faltung. Die alte africanische Masse erreicht nicht das Cap der Guten Hoffnung und hat keine ununterbrochene Verbindung mit etwaigen alten antarktischen Landmassen.

Das südliche Africa ist als ein Tafelland von Karoo-Schichten geschildert worden, gegen West und Süd umkränzt von Faltenzügen. Gegen SO. ist diese Umkränzung unterbrochen und geht das Tafelland offen gegen das Meer aus; gegen O. und NO. treten wieder Spuren hervor (I, 500). Es war zur Zeit dieser Schilderung nicht möglich, die Beziehungen des Randgebirges zum Tafellande festzustellen. Seitherige Beobachtungen zeigen, dass die Faltung der westlichen und südlichen Randgebirge bis in die Zeit der variscischen und armoricanischen Faltungen Europa's und vielleicht noch etwas über die permische Zeit heraufreichten und dass die Karoo ein wahres Vorland ist. Besonders auffallend wird dieser Umstand durch einen Vergleich mit Ostindien. Dort dringen die Randbogen gegen das Vorland der Halbinsel von Nord, West und Ost, hier gegen die Karoo von Süd, West und wahrscheinlich auch von Ost vor.

Mit Dank habe ich zu erwähnen, dass ausführliche Briefe des dahingeschiedenen Herrn Schenck mich vor Jahren auf dieses Ergebniss hinwiesen; die Briefe sind bestätigt und überholt durch die Arbeiten der Landesaufnahme der Cap-Colonie.

Rogers hat erkannt, dass der westliche und südliche Faltenzug sich in wahrer Schaarung begegnen.[55] Die Gesammtheit der westlichen Falten soll nach einem brieflichen Vorschlage dieses verdienten Forschers das Cedargebirge und die südliche das Zwartegebirge genannt werden. Der Winkel der Schaarung liegt bei Karoo Poort und die Beugung der Falten setzt über Worcester gegen die SW.-Ecke der Küste nach einwärts fort.

Die Schichtfolge ist in beiden Ketten dieselbe, und zwar, unter Vervollständigung des hierüber bereits Gesagten: 1. Alte Phyllite (Malmesbury beds) mit eingedrungenem Granit, der öfters in Gneiss verwandelt ist. 2. Purpurfarbner Schiefer und Sandsteine mit Wurmspuren (Ibiqua-Beds; beiläufig hieher auch die zweifelhaften Cango-Beds); 3. Discordanz; Tafelberg-Sandstein; 4. Sandstein und Schiefer mit Homalonotus, Leptocardia u. s. w. (Bokkeveld Beds); dieses ist das Devon der Falkland-Inseln und von Matto grosso, Icla-Schiefer der bolivischen Anden, Upper-Helderberg der Vereinigten Staaten;[56] 5. Schiefer mit Spirophyton, Cyclostigma (Witteberg Beds); 6. Discordanz; hierauf die Serie des Karoo von dem Dwyka Conglomerat, welchem glacialer Ursprung zugewiesen wird, bis zu den Stormberg-Beds der Trias; 7. Discordanz und Ende der hochliegenden pflanzenführenden Schichten. In tieferer Lage, nur im Süden und Osten, folgen: Fluviatiler Schotter, gegen oben Sande und Schiefer mit Palaeozamia u. A., auch Psammobia und Ostrea (Enon-Conglomerate und Wood bed);[57] dann marine Sedimente, und zwar 8. Neocom (Uitenhage-Beds); 9. weiter im Norden, an der Algoa-Bai nach Kilian die Apt-Stufe;[58] endlich 10. die Kreide-Schichten von Natal, die nach Kossmat nicht älter sind als Unter-Senon.[59]

Das Cedar-Gebirge streicht NNW. und die Faltung ist von W. gegen O. gerichtet. Das Thal des Oliphant ist zum grössten Theile ein Längenthal. Die älteren Felsarten, namentlich die Malmesbury-Schichten, erscheinen im Westen, in ihnen z. B. am Tafelberge Granit, auch mit aufgelagertem Tafelberg-Sandstein. Piquet-Berg ist eine Synclinale dieser Decke von transgredirendem Tafelberg-Sandstein. Sie sind nicht so heftig gefaltet, wie die ihnen gegen Ost folgenden Bokkeveld- und Witteberg-Schichten. Diese erreichen 1932 M., während die Höhe der alten Felsarten weit geringer ist. Dem südlichen Theile des Gebirges scheint das Dwyka-Conglomerat concordant aufgelagert; hier setzt sich die Faltung bis in die tieferen Glieder der Karoo-Serie fort und treten in dieser überschobene Schuppen auf. Weiter gegen Norden aber ist die Sachlage eine andere. Die vorliegenden Falten flachen aus, die Witteberg-, dann die Bokkeveld-Schichten gehen nach und nach durch eine gewaltige Denudation verloren, die dem Dwyka-Conglomerat vorangegangen sein muss, und dieses breitet sich allmählig nicht nur über die

Spuren dieser Schichten, sondern auch bis über die Malmesbury-Schiefer aus. In 31° 30′ ist das ganze Gebirge verschwunden. Granit und Gneiss treten nun auf und erstrecken sich bis über den Orange-Fluss. Der Langeberg ist ein langer Streifen von Dwyka-Conglomerat auf Gneiss. Das Streichen NNW. hält im Gneiss weit gegen Norden an, aber es ist nicht erwiesen, dass dieser eine Fortsetzung der Granit- und Gneissmassen des Cedar-Gebirges ist.[60]

Hieraus ergibt sich, dass das Cedargebirge älter ist als das Dwyka-Conglomerat, mit posthumer Bewegung in der Nähe der Schaarung und sehr grosser Abtragung vor Dwyka.

Das Zwarte-Gebirge schaart fast unter einem rechten Winkel an und ist ähnlich gebaut; dabei ist aber die Faltung von Süd gegen Nord bewegt. Die Schaarung zeigt eine Reihe von Eigenthümlichkeiten, welche vielleicht geeignet sind, auf die Art der gegenseitigen Stauung grosser Faltungszüge einiges Licht zu werfen und auf welche an späterer Stelle zurückzukommen ist. Bei Worcester, mitten im Gebiete der Schaarung traf Schwarz einen mächtigen Bruch; sein Streichen ist hufeisenförmig, entsprechend der Beugung der schaarenden Falten. Gegen O. setzt er sich, allmählich abnehmend, an der Südseite der Langeberge durch mehr als 140 Kilom. fort. An ihm gelangt ein langer Streifen der tieferen Glieder der Karoo-Serie neben die Malmesbury-Phyllite, was einem verticalen Unterschiede von 12—15.000 Fuss entspricht.

Südlich von diesem Bruche bilden drei oder vier Bänder von Tafelberg-Sandstein als die Scheitel der Falten, vielleicht auch als die Kanten von Schuppen, nahe O. oder OSO. streichend, das am meisten hervortretende Element des Gebirgsbaues. Gegen die Schaarung, nämlich gegen West, beugen sie ihr Streichen im Bogen zurück und bilden auf diese Art, indem sie sich vereinigen, in der Schaarung selbst eine gegen SW. streichende Zone von Tafelberg-Sandstein, die aus der Nähe von Worcester her, in der Halbinsel O. von der False Bay, namentlich in Cap Hangklip, an das Meer hinaustritt.[61]

Am Aussenrande des Gebirges setzt die Faltung in zahlreichen langen Sätteln und Schuppen bis in die tieferen Glieder der Karoo-Serie fort, welche auf der Karte zwischen die Witteberg-Schichten wie eine Verzahnung eingreifen. Gegen

Nord folgt allmähliges Austönen der Falten, aber einzelne Spuren der Bewegung finden sich noch 20—30 Kilom. weiter gegen Nord, in den Ausläufern von Klein-Roggeveld. Alle diese Faltungen des Aussenrandes haben das gemeinschaftliche Kennzeichen, dass sie gegen Ost auskeilen. Auf diese Art drückt sich auch hier die Zunahme der jüngeren, nach Dwyka eingetretenen Faltung gegen den Schaarungswinkel hin aus.

Weiter gegen Ost, jenseits des Gouritz-Flusses verläuft O. von Prince Albert die nördliche Kette des Zwarte-Gebirges von W. nach O. und das parallele Thal des Zwart-River trennt es von der gleichfalls parallelen Kette der Tygerberge. Nördlich von diesen liegt die Karoo.[62]

Noch weiter gegen Ost wendet sich das Streichen mehr und mehr aus O. gegen OSO. Als eine schräge Rias-Küste taucht an der S. Francis-Bay, der Algoa-Bay und am Grossen Fisch-Flusse das Gebirge unter das Meer.

Durch die ganze Länge des Zwarte-Gebirges sieht man von Worcester ostwärts bis an das Meer die heute von einander getrennten Spuren eines alten Längenthales, angezeigt durch Schollen des Enon-Conglomerates. Es gleicht sehr dem heutigen Schwemmlande, enthält aber Zwischenlagen mit Estheria. Bei Swellendam wurde eine solche Scholle mit 800 Fuss nicht durchbohrt. Dieses Conglomerat, das seinem Alter nach dem europäischen Weald nahe steht, hat keine Faltung erlitten, aber da und dort trifft man steile Schichtstellung. Rogers bemerkt, dass die heutigen Flüsse dieses Gebirgszuges von Norden her gleichsam in das Gebirge hinein fliessen, dieses alte Längenthal durchqueren und dann quer über die älteren Felsarten der inneren Zonen das Meer erreichen.[63] Die Sachlage ist dieselbe wie in Chile, wo die aus den Anden kommenden Querthäler erst das Längenthal und dann die Küstenketten durchschneiden.

Im Südosten kommt die Tafel der Karoo an das Meer; ein Stück des africanischen Baues fehlt (Fig. 44; I, 501). Vom S. John's-Flusse an treten aber die Gesteine des Zwarte-Gebirges wieder zu Tage, hier schwächer gefaltet und mit Str. NNO. Der Bau scheint in Natal fortzusetzen, doch Fehlen neuere Beobachtungen (I, 508). Dieses sind die noch wenig bekannten Trümmer eines dritten, des Pondo-Gebirges. Herr Rogers hat die Güte gehabt, mir brieflich die Vermuthung auszusprechen,

dass im Südosten unter dem Meere eine zweite, jener von Worcester ähnliche Schaarung vorhanden sei.[64]

Hiedurch steigert sich die Aehnlichkeit mit dem Vordringen je dreier grosser Faltenzüge sowohl gegen die indische Halbinsel wie gegen den Norden des pacifischen Ocean's. Nun erhält Africa in noch höherem Grade die Merkmale nicht eines südlichen, sondern eines aequatorialen Vorlandes und die südliche Hemisphäre bietet hier unverkennbare Spuren einer Wiederholung der asiatischen Bauweise, doch mit Bewegung gegen Nord.

Dabei tritt jedoch der bemerkenswerthe Umstand zu Tage, dass die in Vergleich gezogenen indischen Ketten ihren Aufbau noch nach der miocänen Zeit fortgesetzt haben, während hier die Gebirgsbildung in Perm, höchstens unterer Trias erlöscht. Hierin gleicht Süd-Africa weit mehr dem vorpermischen, unter ähnlichen Meridianen liegenden Theile der westlichen Altaiden, als der sonstigen Peripherie Asien's. Dabei stehen die Cap-Gebirge aber nicht in Rückfaltung und ist wenigstens das Zwarte-Gebirge nicht ein freier Ast.

# Anmerkungen zu Abschnitt XVII: Africanische Brüche. Cap-Gebirge.

1 J. Thomson, Notes on the Geol. of E. Africa, in: To the Centr. Afr. Lakes and back; $8^0$, London, 1881, II, p. 304.

2 H. Douvillé, Bull. soc. géol., 1885—86; 3. sér., XIV, p. 240.

3 L. R. v. Höhnel, A. Rosiwal, F. Toula u. E. Suess, Beitr. z. Kenntniss des östl. Africa; Denkschr. Akad. Wien, 1891, LVIII, S. 447—584, Karten.

4 (Rogers) Geol. Map of the Col. of the Cape of Good Hope, Bl. XLV, 1907.

5 G. A. F. Molengraaff, Géol. de la Republ. S. Afric. du Transvaal; Bull. soc. géol. 1901, 4. sér., I, p. 13—92, Karten; insbes. p. 86.

6 London Geogr. Journ., 1899, XIV, p. 319.

7 W. Bornhardt, Zur Oberflächengestaltung u. Geol. D.-Ost-Africa's (aus: Deutsch-Ost-Africa; Wiss. Forschungsresultate, veröffentl. im Auftrage d. Colon.-Abth. d. auswärt. Amtes), $8^0$, Berlin, 595 SS., Karten; insbes. S. 161, 193, 197, 434; auch Potonié, ebendas. S. 495 u. folg.; zur Uebersicht: E. Freih. Stromer v. Reichenbach, Die Geol. der deutsch. Schutzgebiete in O.-Afr.; $8^0$, Münch. 1896, S. 1—110, Karten.

8 Dantz, Reisen in Deutsch-O.-Africa in den Jahren 1898, 1899, 1900; Mitth. deutsch. Schutzgeb., 1902, XV, S. 34 u. Forts., Karten; insbes. 1903, XVI, S. 127, 136, 188. Auch e. d. 1900, XIII, S. 41.

9 P. Sprigade, Begleitworte zu d. Karte d. Gebiete am S. Tanganjika- u. Rukwa-See; ebendas. 1904, XVII, S. 97, 98, Karte.

10 J. Cornet, Observ. sur les terr. anc. du Katanga; Ann. soc. géol. Belg., 1897, XXIV, Mém. p. 25—190, Karten; insbes. p. 108.

11 L. A. Wallace, Geogr. Journ. 1899, XIII, p. 614 u. folg., Karte; Buttgenbach's geolog. Aufnahmen betreffen eine etwas nördlichere Linie; Ann. soc. géol. de Belg., 1906, XXXII, Mém. p. 315—327, Karte.

12 P. Reichard, Mitth. Afric. Gesellsch., 1883/5, IV, S. 304. An dieser Stelle erlag am 27. März 1884 Reichard's Begleiter, Dr. Böhm, dem Fieber.

13 J. Cornet, Les Dislocat. du bassin du Congo; I. Le Graben de l'Upemba; Ann. soc. géol. de Belg., 1905, XXXII, Mém. p. 205—234, Karte; ders. Sur la Distrib. des Sources thermales au Katanga; ebendas. 1906, XXXIII, Mém. p. 41—48.

14 Herrmann, Das Vulkangebiet des centralafrik. Graben's; Mitth. deutsch. Schutzgeb. 1904, XVII, S. 42—64 Karte; v. Beringe, Reisen im Gebiete d. Kirunga-Vulkane ebendas. 1901, XIV, S. 20—39, Karte. Den thätigen Namlagira beschreibt G. A. Graf v. Götzen, Durch Africa von Ost nach West; Gr. $8^0$, Berlin, 1895, an viel. Ort.; insbes. Kersting, ebendas. S. 233 u. folg.

15 Duke of the Abruzzi, The Snows of the Nile; Geog. Journ. 1907, XXIX, p. 121—147, Karte.

16 G. F. Scott Elliot, The Geol. of Mt. Ruwenzori and some adjoining Regions of Equatorial Africa; Quart. Journ. Geol. Soc., 1895, LI, p. 669—680; Karte.

17 Von SO. her im Norden des Ruwenzori anlangend, muß man erst 500 Fuss tief steil zu einer Ebene absteigen; diese ist offenbar Schwemmland und zum Semliki steigt man über Terrassen noch weitere 400 Fuss hinab; A. B. Fisher, Geogr. Journ. 1904, XXIV, p. 256, Karte.

18 F. Stuhlmann, Mit Emin Pascha in's Herz v. Africa; Gr. 8°, Berl. 1894, S. 728; S. 834 wird gesagt, dieses ganze Zwischensee'ngebiet sei von meridionalen Spalten durchsetzt.

19 Geogr. Journ. 1902, XIX, p. 24.

20 Herrmann, Der geol. Aufbau d. deutsch. W.-Ufer's des Victoria-Niansa; Mitth. d. Schutzgeb., 1899, XII, S. 168—173, Karte; Dantz, ebendas. 1902, XV, S. 63, 164, 198. Auch Gedge, Proc. Geogr. Soc. 1892, p. 322, u. Capt. H. G. Lyons, On the Variat. of Level of Lake Victoria (W. Garstin, Rep. upon the Basin of the Upp. Nile); 4°, Cairo, 1904, App. III, p. 1.

21 Osc. Baumann, Durch Massailand zur Nilquelle; 8°, Berlin, 1894, Karten; insbes. S. 133 u. folg. H. Meyer, Kilimandjaro; 8°, Berlin, 1900, Karten; insbes. S. 288—342; Dantz, Mitth. d. Schutzgeb., 1903, XVI, Taf. II.

22 Mir fehlen Anhaltspunkte, um die Bedeutung des Auftretens von Eruptiv-Gestein auf dem Berge Jombo (4°26′ s. Br., 39°3′ ö. L., Nephelin-Syenit mit camptonitischen Gängen) u. der benachbarten Insel Wasin zu beurtheilen. — J. W. Gregory, Quart. Journ. geol. Soc., 1900, LVI, p. 223—229; beide Punkte liegen nahe der deutsch-englischen Grenze.

23 Baumann, am a. O., S. 139; Stromer v. Reichenbach, am a. O. S., 66, und an and. O.; Fr. Jaeger (Zeitschr. f. Erdk. 1908, S. 264) schildert Ngorongoro als gebildet nicht durch Explosion, sondern „wahrscheinlich durch Rücksinken des noch nicht ganz erstarrten Magma's in den Schlot".

24 C. Uhlig, Der sog. Grosse ostafric. Graben zwischen Magad u. Laua ya Mueri; Hettner, Geogr. Zeitschr., 1907, XIII, S. 478—505, Karte. H. Meyer, am angegeb. O.; J. W. Gregory, The great Rift Valley; 8°, London, 1896, 413 pp., Karten; ders. The Geol. of Mt. Kenya; Quart. Journ. geol. Soc., 1900, LVI, p. 205—222, Karte, u. an and. O.; F. Toula, Geol. Uebersichtskarte, am angegeb. O. — Tekton. Skizze ebendas., S. 576.

25 C. Uhlig, Zeitschr. Ges. Erdk., 1905, S. 121. Derselbe hochverdiente Beobachter erwähnt (Geogr. Zeitschr. 1907, S. 489, 501), er habe NW. vom Natron-See (Magab) Ueberlagerung von Laven durch Quarzit-Glimmerschiefer getroffen und äussert allerdings nur in vorsichtig zurückhaltender Weise die Vermuthung, der Graben sei durch Ueberschiebung entstanden. Es wäre zu untersuchen, ob nicht lagerförmige Einschaltung vorhanden ist. Ueberschiebung ist mir sonst an keiner Stelle der africanischen Brüche bekannt geworden.

26 Noch im Juli 1895 hat Donaldson Smith den Teleki-V. heftig rauchend und bei Nacht glühend (allerdings aus einiger Entfernung) gesehen (Geogr. Journ., 1896, VIII, p. 230). Im Mai 1897 war Cavendish zur Stelle; er berichtet, nach Angabe der Anwohner sei sechs Monate früher der ansteigende See bis an den Vulcan gelangt und eine heftige Explosion sei eingetreten. Jetzt sah man nur eine Fläche von Lava. Dagegen war 4—5 Kilom. südlicher ein neuer, 130 Fuss hoher Vulcan, Luttur, entstanden. Nahe 80 Kilom. S. vom See fand dann Cavendish den thätigen, 300 Fuss hohen V. Sugobo (oder Andrews; ebendas. 1898, XI, p. 390 u. folg.). Wellby's Bericht von 1899 lässt Zweifel, ob von ihm nicht V. Luttur für V. Teleki gehalten wurde (ebendas. 1899, XIV, p. 318, u. 1900, XVI, p. 298). Der ganze Vorgang bedarf der Aufklärung.

27 Mackinder, Geogr. Journ., 1900, XV, p. 481. Hier wird dem Berge eine etwas geringere Höhe zugeschrieben.

28 Max Weber, Petrogr. Ausbeute der Exped. Neumann-Erlanger nach O.-Africa u. Abessynien, 1900—1901; Zeitschr. Geogr. Gesellsch., München, 1906, I, S. 637—660, Karte.

29 G. de Angelis d'Ossat e F. Millosevich, Seconda Spedizione Bottega; Studio geol. sui materiale racc. da M. Sacchi (herausgegeb. v. d. Soc. geogr. ital.); 8°, Roma, 1900; 212 pp., Karte.

30 Insb. C. Freih. v. Erlanger: Verh. Ges. f. Erdk., Berlin, 1901, S. 240, Karte, Taf. VIII, und O. Neumann, Von d. Somali-Küste durch S. Aethiop. zum Sudan; Zeitschrift Ges. Erdk., Berlin, 1902, I, S. 1—32, Karte; insbes. Neumann, S. 17, 30; Gf. E. Wickenburg: Von Dschibuti bis Lamu; Peterm. Mitth., 1903, S. 193—198, Karten. Auch Ph. Maud, Explor. in S. Borderland of Abessynia; Geogr. Journ., 1904, XXIII, p. 522—579, Karte.

31 Denkschr. Akad. Wien, 1891, LVIII, S. 567 u. folg.; Vicomte Edm. de Poncins, Bull. soc. géogr., Paris, 1898, XIX, p. 454 u. folg.; Fritsche, Peterm. Mitth., 1890, S. 113, Taf. 9; U. Grubenmann, Beitr. z. Geol. v. Abessyn.; Mitth. Thurgau. Natf. Ges., Frauenfeld. 1896, XII, 20 SS. und viele andere Schriften, aufgezählt in Dainelli, Marinelli e Mori, Bibliogr. Geogr. d. Col. Erythr.; Rivista geogr. ital., 1907, XIV, p. 1—72.

32 G. Dainelli e O. Marinelli, Dell. Condiz. altimetr. e d. limiti delle grande depressione Dancala; Riv. Geogr. ital., 1896, XIII, fasc. 7, 19 pp., Karte; dies. ebendas. 1906 u. 1907 an verschiedenen Stellen über die Vulcane von Danakil, insbes. über Erta-Alé u. Marahó, ferner dies. Escurs. al Vulcano Alid; ebendas. 1907, XIV, 20 pp., Karte. Karten von Afar, z. B. Fritsche (Zeila bis Ankober), Peterm. Mitth., 1890, Taf. 9, und K. Schmidt (Galla Länder), ebendas. 1905, Taf. XVII.

33 J. Luksch, Exped. S. M. Schiff „Pola" in das Rothe Meer; VI. Physik. Untersuchungen, Denkschr. Akad. Wien, 1898, LXV, S. 351—422, Karten; insbes. S. 354.

34 Ders., ebendas. S. 358.

35 Eb. Fraas, Geogn. Profil v. Nil zum Rothen Meer; Zeitschr. deutsch. geol. Ges., 1900, LII, S. 1—50, Karte; T. Barron et W. F. Hume, La Géol. du Désert orient. de l'Egypte; Compte rend. VIII. Congrès géol., Paris, 1900, 33 pp., Karte.

36 z. B. Barron and Hume, am angegeb. O., auch Beadnell, ebendas., u. Geol. Magaz., 1901, new ser., Dec. IV, vol. VIII, p. 28, u. insbes. M. Blanckenhorn, Die Geschichte des Nilstrom's in der Tertiär- und Quartärperiode, sowie des paläolith. Menschen in Aegypten; Zeitschr. Ges. Erdk., Berlin, 1902, S. 694—762, Karten. Depéret u. Fourtau haben (Comptes rend. 13. Aout 1900) gezeigt, dass bei Suez die I. Mediterranstufe, eine Vertretung des Schlier u. die II. Mediterranstufe kennbar sind; auch Blanckenhorn, Centralbl. f. Min., 1900, S. 209—216.

37 W. F. Hume, The Topogr. and Geol. of the Penins. of Sinai (S. E. Portion); Survey Dep. Egypt; 8°, Cairo, 1906, 280 pp., Karten, insbes. p. 145.

38 Diese nördlicheren Strecken wurden ausführlicher behandelt in Denkschr. Akad. Wien, 1891, LVIII, S. 572 u. folg.

39 C. Diener, Libanon. Grundlinien der phys. Geogr. u. Geol. von Mittel-Syrien; 8°, Wien, 1886; 412 SS., Karten. Hier wird S. von Palmyra eine fragliche Basaltkuppe, Tell el Rurâb, innerhalb der Virgation verzeichnet. Weiter gegen West (etwa in 37°40) nennt v. Oppenheim die Zwillingsvulcane Abd und Abde (Sklave u. Sklavin; Verh. Ges. Erdk., 1894, XXI, S. 209).

40 M. Blanckenhorn, Die Strukturlinien Syrien's u. des Rothen Meeres; in: Festschrift f. F. Freih. v. Richthofen z. 60. Geburtstag; Gr. 8°, Berlin, 1893, S. 113—180, Karten.

41 F. Schaffer, Geol. Stud. im SO. Kleinasien; Sitzungsb. Akad. Wien, 1900, CIX, S. 498—525; insbes. S. 524 u. ebendas. 1901, CX, S. 5—18, insbes. S. 16; auch ders. Peterm. Mitth., 1901, S. 133.

42 E. Kohlschütter, Die kartogr. u. geophys. Arbeiten der Pendel-Exped. d. K. Gesellsch. d. Wiss. zu Göttingen in O.-Africa; Verh. XIII. deutsch. Geograph.-Tag zu Breslau 1901; S. 133—153, Karte. Für die letztere Stelle C. Uhlig's Karte am ang. O. in Geogr. Zeitschr. 1907 und F. Jaeger's Karte am angegeb. O.

43 Art. Issel, Morfol. e genesi del Mar Rosso; III. Congr. geograf. Ital. Firenze, 1899; 17 pp., Karte; auch Bull. soc. Belg. de Géol. 1899, XIII, Mém. p. 65—84.

44 F. Noetling, Die Lagerungsverhältnisse einer quartären Fauna im Gebiete des Jordanthales; Zeitschr. geol. Ges. 1886, XXXVIII, S. 807—823, Karte, und dess. Geol. Beschr. d. Umgebung v. el-Hammi; Zeitschr. deutsch. Palästina-Ver., 1886, X, S. 59—88, Karte.

45 E. Esch in Esch, Solger, Oppenheim und Jaekel, Beitr. z. Geol. v. Kamerun; 8°, Stuttg. 1904, 298 SS., Karte, insbes. S. 1—43; ders. Der Vulcan Etinde in Kamerun u. seine Gesteine; Sitzungsb. Akad. Berlin, 1901, S. 277—299 u. 400—417.

46 „Ihre Thätigkeit scheint nur kurz gedauert und mit einigen Ausnahmen darin bestanden zu haben, dass sie ihrem gemeinsamen Eruptionsherd als Schlote dienten, durch die er sich von einem übermächtigen Gasdruck befreite." Esch, ebendas. S. 35. Weitere Vulcane beschreibt P. Rohrbach, Zeitschr. Ges. Erdk. 1907, S. 254—256.

47 S. Passarge, Adamaua; Gr. $8^0$, Berlin, 1895, 573 SS., Karten, insbes. S. 387.

48 Weit aus dem Westen, nahe $9^0$ n. Br., $10^0$ ö. L., nennt Boyd Alexander M. Wase als den muthmaasslichen Hals eines Vulcan's; Geogr. Journ. 1907, XXX, p. 121.

49 Lenfant, De l'Atlantique au Tchad par le Niger et le Benouë; La Géogr., 1904, IX, p. 321—342, Karte.

50 L. Lacoin, Sur la Géol. du pays de l'Oubangui au Tchad; Bull. soc. géol. 1903, 4. sér., III, p. 484—496.

51 Gentil, in Foureau, Docum. II, p. 728 u. folg. Verwandte Felsarten werden in grossen Entfernungen voneinander getroffen, so am Mouny zwischen dem Tsad und Zinder, bei Zinder selbst und in Aïr; Chudeau, Bull. soc. géol. 1907, 4. sér., VII, p. 341; Lacroix, Comptes rend. 2. Janv. 1905 (für Zinder), u. an and. Ort.

52 P. Lemoine, Etudes géol. dans le N. de Madagascar; Contrib. à l'hist. géol. de l'Océan Indien; $8^0$, Paris, 1906, 520 pp., Karte; insbes. p. 235, 457 u. folg. Nach früheren Aufnahmen konnte man vermuthen, dass in Madagascar der See Alaotra zwischen Tananariva und der Ostküste einem dem Bruch der Küste parallelen Graben angehöre; spätere Beobachtungen lassen Zweifel entstehen; Baron, Geol. of Madag. Quart. Journ. 1889, XLIV, pl. XIII, u. 1895, LI, p. 58.

53 Ein sehr gutes Bild davon gibt A. Agassiz, Coral Reefs of the Maldives; Mus. Comp. Zool. Harvard Coll. 1903, XXIX, pl. 7.

54 Es ist zu erinnern, dass die alten, vor Ober-Gondwána gebildeten Gräben Indiens im Gegensatze hiezu sich eher der OW.-Richtung nähern.

55 A. Rogers, Ann. Rep. Geol. Commiss. Cape of Good Hope (1903) 1904, p. 13 die heftigen Bewegungen, die gegen Worcester in den schaarenden Ketten eintreten, beschreibt E. Schwarz, ebendas. (1905) 1906, p. 261 u. folg.

56 E. Schwarz, Detailed Descr. of the Bokkeveld Beds at the Gamka Poort, Pr. Albert; Ann. Rep. (1899) 1900, p. 33—49.

57 Rogers and Schwarz, Rep. on the Survey of Parts of the Uitenhage and Port Elizabeth Divisions; Ann. Rep. (1900) 1901, p. 3—18.

58 W. Kilian, Ueb. Aptien in S.-Africa; Centralbl. f. Min. 1902, S. 465—468.

59 F. Kossmat, Die Bedeutung der südindischen Kreideform. u. s. w.; Jahrb. geol. Reichsanst. 1894, XLIV, S. 459—478, insbes. S. 463.

60 A. W. Rogers and A. L. du Toit, Geol. Surv. of Parts of the Divis. of Ceres, Southerland and Calvinia; Ann. Rep. (1903) 1904, p. 9—70, Karten; Rogers, Geol. Surv. of Parts of the Divis. of Piquetberg, Clanwilliam and Van Rhyn's Dorp; ebendas. p. 139—167; für den Norden: Rogers and Schwarz, Rep. on the Survey of Parts of the Clanwilliam, Van Rhyn's Dorp and Calvinia Divis.; ebendas. (1900) 1901, p. 19—54, u. an and. O.

61 Corstorphine, Rogers und Schwarz in den Ann. Rep. für 1897 u. 1898, dann insbes. E. Schwarz, Geol. Surv. of the Divisions of Tulbagh, Ceres and Worcester; ebendas. (1905) 1906, p. 259—290.

62 C. Sandberg (Tecton. Remarks on the probable Big Tygerberg inverted Fold; Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1906, IX, p. 82—89) hält die Tygerberge für die Stirn einer Tauchdecke; diese Meinung wird von Schwarz bestritten (The Tygerb. Anticline; Geol. Mag. 1907, 5, IV, p. 487—490).

63 Rogers, The geol. History of the Gouritz River System; Trans. S. Afr. Philos. Soc. 1903, XIV, p. 375—384, Karte.

64 Diese Vermuthung ist auch angedeutet in dess. Introd. to the Geol. of Cape Colony; $8^0$, 1905, 463 pp., Karte, insbes. p. 27, Fig. 3, u. p. 96; hieher auch D. Draper, Marble Beds of Natal; Quart. Journ. Geol. Soc. 1895, LI, p. 51—56.

# ACHTZEHNTER ABSCHNITT.

## Oceaniden.

Beziehungen zum Süden. — Vortiefen als Grenzen Asien's. — Linie Ruahine-Kermadec-Tonga. — Erster australischer Bogen. — Neu-Guinea bis Neu-Caledonien. — Zweiter australischer Bogen. — Carolinen, Fidji. — Dritter australischer Bogen. — Virgation aus Neu-Seeland. — Polynesien. — Paumotu, Raroia, Samoa. — Uebersicht. — Atolls.

Beziehungen zum Süden (II, 188). Van Diemen's Land ist ein Stück Australien's. Durch mehr als 34 Breitegrade erstreckt sich die gemeinsame Ostküste bis an den Süden Neu-Guinea's. Dieser Küste mangeln die tertiären Sedimente, die sonst, namentlich von der Südküste her, in das Innere Australien's eintreten. Sie ist desshalb als ein junger Abbruch angesehen worden. In der Bucht von Carpentaria, an der Westküste der York-Halbinsel, werden angelagerte, terrassierte Kalksteine erwähnt. Der ganzen Ostküste fehlen sie und es tritt längs der nördlichen Hälfte das grosse Barrieren-Riff auf. Agassiz hat gezeigt, wie das Gebirge, welches die Küste begleitet, immer wieder in schmalen und hohen felsigen Vorgebirgen oder kaum abgetrennten Inseln, wie z. B. dem über 900 M. hohen Hinchinbrook-Eiland, gegen N. vorspringt. Eine breite, von kleineren, aber auch bis 300 M. hohen Inseln unterbrochene, sanft zum Meere abfallende Fläche liegt vor dieser felsigen Küste. Auf ihr befinden sich abgestorbene Reste eines alten Riffbaues und an ihrem Rande das lebende Riff. Vor diesem breitet sich, durch Tiefen von 1100—2300 M. getrennt, zwischen 18° 30′ und 15° 30′ s. Br. nach allem Anscheine eine weite überaus wenig überfluthete Fläche aus.[1]

Nach den Umrissen der Küste möchte man vermuthen, dass der Abbruch Australien's auf einer Reihe mehr oder minder paralleler Brüche sich vollzogen hat.

Die ganze Ostküste ist von den wechselständigen Zügen der australischen Cordillere begleitet, deren Faltung älter ist als wenigstens ein Theil des Carbon. Der Abbruch oder die Bruch-Zone kann daher als Längsbruch angesehen werden und aus diesem Grunde hat J. W. Gregory die Ostküste dem pacifischen, die Südküste dem atlantischen Typus zugetheilt.[2]

Die Cordillere setzt von der York-Halbinsel nach Haddon, Sollas und Cole in zumeist granitischen Inseln quer über die Torres-Strasse fort und endet am Rande der grossen südlichen Niederung Neu-Guinea's in dem granitischen Hügel Mabudauan.[3]

Die marine Schichtfolge Australien's ist während der mesozoischen Zeit viel lückenhafter als jene von Timor, Neu-Caledonien oder Neu-Seeland. Die Kreideformation, öfters mit der Apt-Stufe beginnend, breitet sich über weite archaische Gebiete aus; ihr wird nach neueren Beobachtungen der Wüsten-Sandstein zugezählt. Im Westen kennt man ausserdem eine Transgression der jurassischen Zone des Stephanoc. Humphriesianum (II, 201). Diese Transgression ist für unsere späteren Vergleiche von Bedeutung.

Von Auckland ist gesagt worden, dass es aus Granit, tertiärem Sandstein und vulcanischen Felsarten besteht. Macquarie ist nach Ferrar und Prior ein Dolerit, der Zeichen dynamischer Einwirkung (Harnische u. a.) erkennen lässt; von Campbell sind fragliches mesozoisches Gestein, Kreide und vulcanische Felsarten bekannt, von den Antipoden Dolerit und Phonolit; von Bounty werden Granit, von Chatham Glimmerschiefer, miocäner Kalkstein und vulcanisches Gestein erwähnt (II, 188). Diese Inseln sind nicht nach kennbaren Linien geordnet und ihre Beschaffenheit gibt keine bestimmte Antwort auf die Frage, ob die australische Masse sich nach Süden fortsetze. Erst jenseits 66° und namentlich 70° s. Br. gewinnen die Beobachtungen Zusammenhang.

Die Balleny-Inseln erstrecken sich gegen SO.; sie sind vulcanisch; im J. 1839 fand Capt. Balleny einen thätigen Vulcan.

Scott-Eiland (179° 55′ w. L., 67° 24′ s. Br.) ist nach Prior phonolitischer Trachyt.

In der Nähe des Polarkreises treten die Anzeichen eines

grossen Festlandes hervor. Sie beginnen vielleicht schon westlich von dem aus Leucit-Basalt bestehenden Gauss-Berge (66° 48′ s. Br., 89° 30′ ö. L.).[4] Wilkes-Land gehört hieher und wohl auch ganz Süd-Victoria-Land bis 180° und vielleicht noch weiter. Schon Dumont d'Urville vermuthete aus vom Eise getragenen Blöcken, dass Granit und Gneiss hervorragenden Antheil an seiner Zusammensetzung haben. Philippi erwähnt rothen Quarzit aus dem Magen der Pinguine. Von Cap Adare brachte Borchgrevinck ausser den weit verbreiteten Laven auch granatführenden Aplit und Glimmerschiefer.[5]

Von hier an folgen wir den Berichten der „Discovery" unter Capt. R. Scott und insbesondere den geologischen Beobachtungen des Begleiters Ferrar.[6] Die Spuren des Landes ziehen in beiläufig östlicher Richtung bis zum Meridian der Balleny-Inseln und S. von diesen, in 70° 30′ s. B., 166° ö. L., bei Cap North, beginnt eine etwas genauer bekannte Küste. Sie tritt in Süd-Victoria-Land bis nahe 171° ö. L. vor und wendet sich dann fast rein südwärts. Ross ist längs dieser Küste bis an die ihr vorliegenden Vulcane Erebus und Terror zwischen 77° und 78° s. Br. gelangt; Scott hat, unter bewunderungswürdiger Ausdauer ihr folgend, sie bis 83° erkundet. Die Richtung wendet sich von 79° oder 80° an etwas gegen SSO. Dieses ist der 13 Breitegrade lange, hohe Ostrand einer grossen hochliegenden Tafel von Dolerit und Sandstein. Auf ihrem eisbedeckten Rücken ist Scott zwischen 77° und 78° über 300 Kilom. weit gegen West landeinwärts in der gleichförmigen Höhe von 9000 Fuss gereist.

Unter dem Ostabfalle dieser Tafel stehen längs der Küste vier oder fünf vulcanische Kegel. Die kleinen vorliegenden Inseln haben nur vulcanische Gesteine geliefert bis zu der Ross-Insel, welche die vier grossen Vulcane Erebus (3998 M., thätig), Bird, Terra Nova und Terror trägt. Grosse und kleine Kraterberge treten zwischen der Ross-Insel und dem Rande des Hochlandes, insbesondere gegen SW. hin auf. Als tiefste Unterlage werden Gneiss und mit ihm steil aufgerichtete Lagen von weissem körnigem Kalkstein sichtbar. In grösseren Höhen folgt Granit.

Der Rand des Hochlandes wird unter dem Inland-Eis nahe 161° ö. L. und 77° 45′ s. Br. sichtbar. Hier fand Ferrar von 8000 Fuss gegen abwärts eine bis 700 Fuss mächtige Decke von Dolerit, unter dieser horizontal gelagerten Sandstein (Beacon

Sandstone) mit kohligen Resten, auch Lagergängen und einzelnen Schloten von Dolerit. Seine Mächtigkeit ist bis 2000 Fuss sichtbar. Diese ganze Serie ruht auf Granit und Gneiss. Die noch weiter gegen Süd liegenden Strecken sind nur nach den Umrissen bekannt. Noch aus 80° brachte Barne ein Stückchen Schiefer und wird horizontale Lagerung erwähnt, aber das könnten wohl auch Güsse von Basalt sein. Noch in 83° schätzt Scott den M. Markham auf 15.100 Fuss (4612 M.). —

Die hier angeführten Merkmale entsprechen trotz der zahlreichen jungen Vulcane nicht einem pacifischen Baue. Die horizontale Lagerung der Sandsteine, die weite Verbreitung von Gneiss und Granit und alle Umrisse weisen auf den atlantischen Typus dieses Hochlandes. Man muss für Süd-Victoria der Meinung Ferrar's zustimmen, dass die Küste ein Abbruch ist. Sie gleicht mehr den ostafricanischen Brüchen als einem pacifischen Bogen und diess stimmt auch völlig mit Prior's aus der Beschaffenheit der Felsarten gezogenen Schlüssen überein. Ob das weiter gegen Ost gelegene K. Edward VII.-Land (76°—78° s. Br., 100°—150° w. L.) von dem lose Stücke alter Felsarten bekannt sind, hieher gehöre, ist heute kaum zu entscheiden. Sicher ist, dass die noch weiter östlich gelegenen Strecken, wie Graham's Land eine abweichende Beschaffenheit besitzen.

Philippi rechnet auch den Gauss-Berg zum atlantischen Typus; als Merkmal gilt hier, wie in S.-Victoria-Land, die für atlantisches Gebiet bezeichnende Beschaffenheit des Eruptiv-Gestein's. Von der Bedeutung dieses Merkmales soll an späterer Stelle gesprochen werden. — Prof. Gregory rechnet als ein genauer Kenner Australien's S.-Victoria-Land gleichfalls zum atlantischen Typus.

Diese Ansicht ist wohlbegründet. Hier werden Gauss-Berg, Wilkes-Land und S.-Victoria als ein Festland von atlantischem Baue angesehen und diesem der Name Antarktis vorbehalten werden.

Bei diesen Betrachtungen darf nicht vergessen werden, dass der Bau der Cap-Gebirge eine weite Erstreckung gefalteten Gebirges sowohl im Osten als im Westen vermuthen lässt. Davon fehlen aber alle sichtbaren Spuren. Ebenso ist im Auge zu behalten, dass der Süden Neu-Seeland's einen über die Insel Stewart hinausstreichenden Zug von abweichendem Baue anzeigt, dessen Fortsetzung gleichfalls ganz unbekannt ist (II, 186).

Vortiefen als Grenze Asiens. Die pacifische Inselwelt, obwohl nur in vereinzelten Bruchstücken und Gipfeln aus dem weiten Weltmeere aufragend, beansprucht schon wegen ihrer räumlichen Ausdehnung einen hervorragenden Platz in dem Plane der Erdoberfläche. Die sichtbaren Theile sind nach langen, oft bogenförmigen Linien geordnet und immer deutlicher tritt die Thatsache zu Tage, dass die meisten dieser Linien die Leitlinien junger Gebirgsketten sind. Schon wurde gesagt, dass auf Java die Bänke mit Lepidocyclina gefaltet sind und Verbeek's Darstellung von Leitimor zeigt, dass hier auch sehr junge Korallenbänke hoch emporgetragen, geneigt und streckenweise gefaltet sind.[7]

Aehnliche junge Faltungen sind an mehreren Punkten Oceanien's getroffen worden, in auffallender Gestalt z. B. auf den Neu-Hebriden.

Die Abgrenzung und Gliederung des Heeres von Inseln würde jedoch kaum versucht werden können, wenn nicht die letzten Jahre die lehrreiche Erfahrung gebracht hätten, dass die grössten Meerestiefen in der Gestalt langgezogener Furchen vor dem Aussenrande der Bogen von pacifischem Typus liegen.

Diese Tiefen wurden zuerst „Rinnen" genannt. Supan hat im J. 1899 vorgeschlagen, sie „Gräben" zu nennen, doch mit dem ausdrücklichen Vorbehalte, dass dieser Ausdruck sich nur auf die Gestalt, nicht auf die Art der Entstehung bezieht. Als die Beobachtungen sich mehrten, sprach Supan die Vermuthung aus, dass sie mit Faltungserscheinungen in Verbindung stehen.[8] Dies ist auch augenscheinlich der Fall.

Zu wiederholten Malen ist hier erwähnt worden, dass den jüngeren Faltenzügen langgezogene Tiefen vorzuliegen pflegen. Das Thal des Guadalquivir, der persische Meerbusen, die mächtigen Alluvien des Ganges sind Beispiele. Oft verhüllen sich diese Tiefen; das Delta von Tigris und Euphrat und jenes von Ganges und Brahmaputra arbeiten an solcher Verhüllung. Noch weiter geht die Verhüllung durch tertiäre Meeresablagerungen. Obwohl in Mittel-Europa die besondere Frage der Rahmenfaltung in Betracht kommt, mag doch erinnert sein, dass die tertiären Mergel vor der Stirn der Karpathen wie vor jener der Alpen grosse Tiefen füllen.

Diese Tiefen bedeuten das Absinken des Vorlandes unter die jungen Falten. Sie wurden hier „Vorgräben" genannt. Sie sind keine Gräben im gebräuchlichen Sinne; ihre beiden Seiten sind von verschiedenem Baue und es empfiehlt sich daher, sie Vortiefen zu nennen. Alle unter 7000 M. hinabsinkenden Meerestiefen sind mit einer oder zwei Ausnahmen im tektonischen Sinne Vortiefen und bedeuten das Absinken des Vorlandes unter das Faltengebirge. Auf diesem Wege gelangt man zu der Frage zurück, ob nicht so wie die höchsten Berge, so auch die grössten Tiefen die jüngsten sind.[9] An dieser Stelle soll aber nicht von ihrer Bedeutung für den Bau der Gebirge, sondern vorläufig nur von ihrer Vertheilung im südwestlichen und westlichen Theile des pacifischen Ocean's gesprochen werden.

Hierbei kommt zuerst die Karte der Meerestiefen zwischen den Marianen und Celebes von Schott und Perlewitz in Betracht.[10] Ausser der entfernteren Vortiefe der Liu-Kiu, die an einem langen Streifen unter 7000 M. hinabreicht, verzeichnet diese Karte eine Tiefe, die von der Ostseite der Marianen her um Guam, dann gegen SW. zieht, eine zweite, kürzere, O. von Yap, mit der Richtung SSW., eine dritte O. von den Palau-Inseln, erst etwa NS., weiter im Süden gegen SW. ziehend und eine vierte, O. von den Talauer Inseln, die weit her von der Ostseite der Philippinen kommt.

Auf diese Art bilden die vier Vortiefen eine Reihe von schrägen Kulissen, die alle wenigstens in ihrer südlichen Hälfte SW. oder SSW. streichen. Sie bedeuten die Ostgrenze des asiatischen Baues.

Marianen, Yap, Palau und Philippinen-Talau werden daher zu Asien gerechnet. Oestlich davon liegen die Oceaniden.

Betrachten wir nun einige Einzelheiten.

Von den Bonin-Inseln wurde Nummuliten-Kalk erwähnt (IIIa, 187). Durch Yoshiwara ist seither bekannt geworden, dass sie aus zwei Inselreihen bestehen. Die eine, die Ogasawara-Kette, liegt im Osten, zwischen 27° 40′ und 26° 38′ n. Br. (Plymouth Isl. = Muko-shima, Parry-Gruppe = Chichi-shima bis Barley-Gruppe = Haha-shima und viele kleinere Inseln). Diese Reihe wird von eocänem Kalkstein mit Nummuliten gebildet, wechselnd mit älterem Eruptiv-Gestein und bis über 600 Fuss

hoch, mit discordant und flach angelagertem Lepidocyclinen-Kalkstein. Von der nördlichsten Insel, Stapleton-Otōto-shima, wird Serpentin angeführt.[11] Die zweite Linie streicht westlich von dieser, von Lot's Weib zur Sulphur-Gruppe; ihr gehören die thätigen Vulcane an; sie ist die Fortsetzung der Fuji-Vulcane, die Honshiu durchschneiden. In der Nähe von Sulphur Isl. (= Iwō-shima) ist im Winter 1904/05 eine neue Insel, Neo-shima, entstanden.[12]

Die Ogasawara-Kette ist daher als der Rest einer jüngeren Cordillere anzusehen.

Die Marianen sind ein gegen Ost leicht convexer Bogen; eine Cordillere ist nicht sichtbar. Fritz berichtet, dass alle N. von 16° gelegenen Inseln dieses Bogen's regelmässig gebaute junge Vulcane sind, an deren Fuss der Korallen-Kalk kaum über den Meeresspiegel reicht, während die S. von 16° gelegeneu sechs Inseln bis in ihre höchsten Theile mit Kalk bedeckt und deutlich in Stufen getheilt sind.[13]

Al. Agassiz zählt in den nördlichen Marianen bis zum Farallon de Pajaros 12 thätige Vulcane und anerkennt eine durch 20 Grade sich erstreckende Verbindung von Guam bis Japan. Rota ist etwa 800 Fuss (243 M.) hoch und bietet das Bild einer Kalktafel. Mau zeigt fünf, im Süden sieben Terrassen und die Spuren von zwei jungen negativen Bewegungen von nicht mehr als je 3 bis 4 Fuss. Guam zeigt gleichfalls Terrassen im Kalkstein; zuweilen ist eine untere tiefer eingeschnitten; dann stürzt der Kalkstein in steilen, bis 150 M. hohen Wänden ab und werden Reihen von Höhlen sichtbar, die den Höhen der abgestürzten Stufen entsprechen. Das ist wohl ein Beweis, dass thatsächlich Unterbrechungen in der negativen Bewegung eingetreten sind, denn sonst hätte der Niederschlag nicht Reihen von Höhlen, sondern höchstens senkrechte Schläuche erzeugt. Im Osten ist der Korallen-Kalk geschichtet, gegen die See geneigt. Bedeutende Störungen wurden im Kalkstein beobachtet; sie werden mit dem Durchbruche von vulcanischem Gestein in Verbindung gebracht, an dessen Contact der Kalkstein verändert ist; wir würden sie eher als tektonische Faltung ansehen. Wie auf Rota ist an der Westküste von Guam eine jüngste negative Bewegung von $3^1/_2$ bis 4 Fuss bemerkbar.[14]

Die Vortiefe von Guam gehört zu den merkwürdigsten. Bogenförmig schwenkt sie um die Südseite der Insel. Flint hat

die wichtigsten Ziffern vereinigt.[15] SO. von Guam, etwa 40 Kilom. vom Ufer, wurden — 2079 M. gelothet, in 80 Kilom. — 4090 M. In beiläufig 130 Kilom. (12° 51′ n. Br., 145° 46′ ö. L.) traf Albatross — 8802 M. und nicht weit von dieser Stelle lothete Nero — 9636 M., die grösste überhaupt bisher gefundene Meerestiefe. Dann steigt der Meeresboden gegen den Ocean an. Von — 8985 M. wird bald eine vereinzelte Höhe von nur — 4592 M. erreicht, die Schott und Perlewitz als Horst bezeichnen, und dann breitet sich weithin der Ocean mit etwa — 5700 M. aus. —

Volckens und Er. Kaiser berichten, dass Yap sammt Rümong und Map aus Amphibolit und Strahlstein-Schiefer bestehen. Auf Map wird eine Breccie erwähnt, die bis 1 M. starke Blöcke von frischem Gabbro und von Pyroxenit-Gesteinen nebst Amphibol und Amphibol-Syenit enthält.[16] Das erinnert an die Vereinigung von Gabbro und Amphibolit auf Mentawei und auf Java (III a, 296); dort sind diese Gesteine nicht älter als mittlere Kreide.

Nach Schott und Perlewitz liegt W. von Yap ein fast ebener Meeresboden in — 3000 bis 4000 M.; dann erhebt er sich sehr steil zur Insel. Im Osten ist der unterseeische Abfall bis etwa zur gleichen Tiefe sanfter und dann senkt er sich plötzlich auf — 7538 M. Jenseits der Vortiefe gegen Ost herrscht nach breiterem Ansteigen — 4000 M. Die Vortiefe selbst steigt in ihrer Längenaxe gegen NO. und gegen SW. bald auf — 6000 M.

Die Palau-Inseln bestehen nach Kubary und Wichmann aus Augit-Andesit und Tuff, welche die grosse Insel Baobeltaob und eine südlich sich anschliessende Gruppe bilden, ferner aus einem aufgelagerten Kalkstein. Semper führt Kuppen von Kalkstein in 200 Fuss an; nach Kubary bildet er auf der südlichen Insel Angaur einen steilen, 500 Fuss hohen Felsen. Er wird als grobkörnig, compact, krystallinisch, wohlgeschichtet und petrefactenreich geschildert.

Rollstücke von Syenit-Granit erscheinen an der Küste, aber auf der Insel Malakal auch bis 500 M.[17]

Diese Inselkette nimmt durch Untiefen im Norden deutlich die Gestalt eines gegen SO. convexen Bogen's an. Im Westen sinkt der Meeresboden nicht viel unter — 4000 M.; im Osten besteht die Vortiefe aus einer nördlichen Hälfte mit — 8138 M. und einer südlichen mit über 7000 M. Die trennende Stelle steigt bis — 6254 M.

Die Talauer-Inseln sind ganz oder doch zum grössten Theile sedimentär (IIIa, 325).

Die Lothungen des „Planet" haben nach Brennecke's Bericht ergeben, dass an den Philippinen eine lange Vortiefe etwa 25 bis 45 Seemeilen O. von der Küste herabstreicht. In 12° 23′ n. Br. wurde nur 25 Seemeilen von Samar, in — 8900 M. kein Grund erreicht; O. von Mindanao wurden — 8500 in 8° 35′ gelothet und wurde in 7° 5′ mit 8554 M. kein Grund erreicht. Von hier wendet sich die Vortiefe gegen SSO., langt mit — 7243 M. östlich von den Talauer-Inseln an und setzt als eine Furche von — 5100 M. an der Ostseite von Morotai fort.[18] Hiemit wird die Vermuthung bestätigt, dass Halmahera zu den Philippinen gehört, und ist zugleich die Ostgrenze der grossen, Borneo umfassenden Virgation festgestellt (IIIa, 324, 329).

Die Carolinen und Neu-Guinea gehören einer anderen Ordnung der Dinge an.

Wir haben gesagt, dass eine Grenze der bogengebärenden Kraft Asien's gegen den Ocean nicht bekannt sei (IIIa, 187). Nach Südost liegt diese Grenze an der Ostseite der Marianen, von Jap, Palau und Halmahera.

Linie Ruahine-Kermadec-Tonga. Vor einer längeren Reihe von Jahren wagte Dana, die Leitlinien von Oceanien aufzusuchen. Er unterschied: 1. Hawaii (mit Fanning und Marquesas); 2. die Polynesische Kette (Ralik und Radak, Gilbert, Ellice, Samoa bis Tubuai und Paumotu). Samoa läge in einer Ausbuchtung, veranlasst durch Beugung des Streichen's aus SO. gegen OSO; 3. die Australische Kette (jenseits der Carolinen, die als ein Zwischenglied angesehen werden, von der Zone Admiralitäts-Inseln—Neu-Hebriden, alle Inseln bis Australien); diese Gruppe mehr bogenförmig geordnet; 4. die Neu-Seeland-Kette (Macquarie, Neu-Seeland bis zum N.-Ende der Tonga-Inseln). Diese Kette würde gegen NNO., fast senkrecht auf die sonst herrschende NW.-Richtung streichen.[19]

Diese Auffassung verräth sehr viel Scharfsinn; Dana's querstreichende Neu-Seeland-Linie ist in der That eine Hauptgrenze. Wir werden hier das westliche Gebiet, Dana in der Hauptsache folgend, das australische, das östliche aber, dem allgemeinen Gebrauch entsprechend, das polynesische nennen. Hawaii soll später in Betracht kommen.

Im südlichen Neu-Seeland (II, 181) treffen zwei, nur in Bruchstücken sichtbare Gebirge zusammen. Das eine, wenig bekannt, streicht gegen SO. über Stuart-Eiland. Das andere, gegen OSO. gefaltet, streicht gegen NNO. Seine westlichen, älteren Gesteinszonen verschwinden an der Tasman-Bay; die östlichen, palaeozoischen und mesozoischen Zonen bilden den Ruahine-Zug am Ostrande der Nordinsel. Wo auf der Nordinsel die ältere, vorherrschend aus Gneiss und altem Schiefer bestehende westliche Zone des Südens erscheinen sollte, stellt sich im Westen des Ruahine-Zuges eine Zone des Einsturzes, Hochstetter's Taupo-Zone, ein. Hier stehen die mächtigen Vulcane Ruapehu und Tongariro. In dieser von vielen kleineren Ausbruchstellen besetzten Zone öffnete sich am 10. Juni 1886 unter verheerenden Nebenerscheinungen die Spalte des für erloschen angesehenen Vulcan's Tarawera.

In der Fortsetzung der Taupo-Zone liegt in der Bay of Plenty der Vulcan White-Eil. und P. Smith hat gezeigt, dass dieselbe vulcanische Linie sich fortsetzt bis zu den gleichfalls gegen NNO. gereihten, sehr thätigen vulcanischen Inseln der Kermadec-Gruppe.[20] Auf Raoul (Sunday-Insel) wurden auch Blöcke von Hornblendgranit getroffen.[21]

Smith wie Lister betrachten die Tonga-Inseln als eine weitere, durch die Minerva-Bank und durch einen submarinen Rücken angedeutete Fortsetzung derselben Linie. Ihre Richtung ist auch NNO. Sie bestehen aus einer W.- und einer O.-Zone. Die W.-Zone ist eine Reihe von Vulcanen. Falcon war 1867 eine Untiefe, hat 1877 geraucht, verursachte 1885 einen Ausbruch, war 1887 etwas über 60 M. hoch und im October 1889 wieder zum grossen Theile abgetragen. Metis ist auch erst in neuerer Zeit hervorgetreten. Mehrere andere dieser Vulcane wurden rauchend gesehen.

Die O.-Zone besteht aus abgestuftem Kalkstein. Auf der südlichsten Insel, Eua, wurde ein Block von uralisirtem Gabbro gefunden, entweder anstehend oder vulcanisch heraufgetragen; lose fanden sich auch Granat und Turmalin. Den Kern der Insel bildet eine ältere Eruption, welche Kalkschollen zu grosser Höhe mitgerissen hat. Dieser Kern ist von Kalk umhüllt, der in Terrassen getheilt ist, die nach aussen höher, nach innen tiefer sind, als wäre zwischen den negativen Bewegungen hinreichende Zeit zum Atoll-Bau geblieben. Die Umhüllung bildet in 500 Fuss

(152 M.) ihre höchste Stufe. In den Kalk treten vulcanische Gänge ein.

Die weiteren Inseln der O.-Zone, Tonga Tabu, die Hapai- und die Vavau-Gruppe zeigen keine vulcanische Unterlage; der Stufenbau ist insbesondere in den Vavau-Inseln deutlich; Lister unterscheidet drei-, zwei- und einstöckige Inseln. Sie gleichen in dieser Beziehung den Loyalty-Inseln (II, 400). Die höchste Tafel erreicht 520 Fuss (158 M.).

Lister meint, dass diese Inseln auf vulcanischen Bänken gebildet sind, vielleicht ähnlich der Untiefe des Falcon.[22]

Man möchte Anstand nehmen, sogar über Kermadec hin eine Verbindung von Neu-Seeland mit den 16—17 Breitegrade entfernten Tonga-Inseln vorauszusetzen, aber diese Inseln selbst verfolgen das gleiche Streichen durch $3^1/_2$ Grade bis Amargura und eine sehr beträchtliche, auf der Ostseite liegende Vortiefe bestätigt diese Annahme.

Schon in 35° s. Br. (O. vom nördl. Neu-Seeland) liegt der Meeresboden in —8000 M.; in 30° 27′ (O. von Kermadec) lothete der „Penguin" —9428 M., in 28° 44′ (NO. von Raoul) —9413 M., in 23° 29′ —9193 M.; im SO. von Eua (Tonga-Ins.) ist die Tiefe noch —8700 M. und SO. von Keppel (Nord Tonga) —8280 M. Die drei unter 9000 M. reichenden Punkte liegen 600 Kilom. von einander entfernt. Sie sind durch Strecken von 7—8000 M. getrennt.

Diese Tiefen sind um so auffallender, als das ganze gegen West gelegene Meer nur an wenig Stellen —4000 M. erreicht und das östliche zumeist —5000 M. zeigt. Gegen Samoa nehmen die grossen Tiefen rasch ab und die vulcanischen Berge von Samoa sind deutlich nach einer anderen Richtung, OSO., gereiht. Die Grenze ist im Westen von Samoa zu ziehen. Auf diese Art ist der Archipel in die australische und die polynesische Hälfte getheilt. Dass die Tiefe eine wahre tektonische Vortiefe sei, ergibt sich auch aus ihrer Lage vor dem gegen Ost gefalteten Gebirge des nördlichen Neu-Seeland (Ruahine).

Jensen beschreibt eine 1906 auf Tofua (Tonga-Gruppe) eingetretene Eruption, dehnt die Linie von Neu-Seeland sogar bis Samoa aus, betrachtet die Tiefen als wahre Vortiefen und die ganze Linie als möglicher Weise entstanden durch Ueberfaltung aus WNW.[23]

Erster australischer Bogen. Der australische Archipel, dessen nordwestliche und östliche Grenze durch die grössten bisher bekannten Tiefen bezeichnet sind, theilt sich in drei Bogen. Der erste, innerste zieht von Neu-Guinea in die NNW.-Halbinsel von Neu-Seeland. Er zerfällt in zwei benachbarte Bogen, Neu-Guinea—Louisiade—N.-Caledonien—N.-Seeland, dann N.-Mecklenburg—Salomon—N.-Hebriden. Beide lassen ältere Felsarten sichtbar werden. Der zweite Bogen ist Carolinen—Radak—Gilbert—Ellice—Fidji. Der dritte Bogen, nahezu eine gerade Linie, ist Tonga—Kermadec—nordöstliches Neu-Seeland.

Neu-Guinea. (II, 206; IIIa, 304). Das bisher über diese grosse Insel Gesagte ist sehr karg und auch jetzt kann kaum mehr geboten werden, als einzelne Angaben, denen die Verbindung fehlt. Neu-Guinea ist aber dreimal so lang als die Alpen zwischen Lyon und Wien und umschliesst ein langes und mächtiges Hochgebirge.

Der Gegensatz zu der alten Masse Australien's würde noch schärfer hervortreten, wenn nicht an die Südseite des Gebirges ein weites Hügel- und Flachland anschliessen würde, das wahrscheinlich den ganzen Süden von Neu-Guinea vom Papua-Golf bis in die Nähe des westlichen Endes des Charles-Louis-Gebirges einnimmt. An dem Südrande dieses niederen Landes steht der granitische Hügel Mabudauan, der zu Australien gehört. Ein beträchtlicher Theil wird vom Fly-Flusse entwässert. D'Albertis, M'Gregor u. A. haben diesen Landstrich bereist; die für uns werthvollsten Angaben brachte die im J. 1855 von Edelfelt und Bevan ausgeführte Befahrung des Strickland-Flusses (l. Zufl. d. Fly). In den ersten Hügelreihen am oberen Strickland wurden tertiäre Meeresablagerungen getroffen, und weiter aufwärts, in 6° 35′ s. Br. fand man eine Muschel (Inoceramus oder Aucella); in Gesteinsnollen treten mitteljurassische Ammoniten auf. Sie werden mit Stephanoc. calloviense, Blagdeni und coronatum verglichen und weisen auf einen ähnlichen Horizont, wie die mitteljurassische Transgression des westlichen Australien.[24]

Noch weiter im Norden endlich, in 5° 30′, am Palmer-Flusse, $3^3/_4$ Breitegrade vom Hügel Mabudauan und der Küste, wurde der Fuss des Mt. Blücher und des Mt. Donaldson erreicht, welche Vorketten der Hauptkette sind. Ten Brink erinnert daran, dass im J. 1623 Jan Carstens, in 5° 14′ längs der SW.-

Küste segelnd, weit im Innern der Insel ein Schneegebirge sah und dass bis 1881 diese überschneiten Gipfel nicht wieder gesehen worden sind, Diese muthmaasslich 5000 M. erreichenden höchsten Gipfel stellt ein Kartenentwurf von Ijzermann in die östliche Fortsetzung des Charles-Louis-Gebirges, in 137° 11 ö. L. und 4° 14′ s. Br.[25]

Aus dem Auftreten der mitteljurassischen Schichten ergibt sich die Vermuthung, dass der Süden von Neu-Guinea in tektonischer Beziehung zu Australien zu rechnen sei.

1. Britisch Neu-Guinea. Für die Kenntniss des südlichen Abhanges der östlichen Hälfte von Neu-Guinea ist Maitland's Bericht vom J. 1891 die wichtigste Quelle; er umfasst auch alle bis dahin gesammelten Erfahrungen, insbesondere jene M'-Gregor's.[26]

Drei Elemente bauen hier das Gebirge auf, nämlich eine breite Zone von altem Schiefer, welcher die höchsten Theile im Innern zufallen, dann eine steil aufgerichtete und gefaltete Zone von Kalkstein längs eines Theiles der Südküste, endlich junge Vulcane.

Von 146° 15′ bis etwa 148° 30′ ist die Kalkzone, Maitland's Moresby beds, gut bekannt. Es sind lichte Kalksteine, Str. N. 30° W., zuweilen mit Bändern von Hornstein. Sie haben im Hall Sound (146° 35′) Foraminiferen und tertiäre Conchylien geliefert, welche letzteren jedoch von den australischen Tertiär-Vorkommnissen verschieden sind.[27] Es mag wohl sein, dass auch der sogen. Boioro-Kalkstein der Südküste (149° 30′) dieser wahrscheinlich Sedimente von verschiedenem Alter umfassenden Kalkzone angehört. Vielleicht ist auch im Nordwesten der harte, Conchylien führende Kalkstein von Tumu (144° 15′) nahe dem Haupt des Papua-Golfes hieher zu rechnen.

Die Faltung der Kalk-Zone ist älter als die Laven. Eine breite Masse der Laven tritt am Cap Suckling (146° 45′) gegen das Meer vor. Sie kömmt vom Mt. Yule (Kovio) herab, der sich ziemlich selbständig im Süden der Hauptkette erhebt. Jullien und de Rycke schätzen seine Höhe auf 3400 M. und den zur Hauptkette gehörigen Mt. Marie auf 4500 M.[28]

Durch das Thal des Vanapa-Flusses, O. von Cap Suckling, hat M' Gregor die Hauptkette, Owen Stanley Range, gekreuzt. Sie besteht aus steil gefaltetem Schiefer; auf M. Victoria (4000 M.)

wird er ähnlich dem Gneiss; gegen Nord folgt Thonschiefer. M. Skertchley (3733 M.) an der Nordseite ist oft von Goldgräbern besucht worden.[29] Diese Schiefer der Hauptkette treten in 147° 15′ bis in die Nähe der Südküste vor; sie umschließen hier eine granitische Masse, an die sich die Kalk-Zone anschmiegt. Dann heftet sich an die Südseite der Hauptkette wieder ein Gebiet junger vulcanischer Thätigkeit im Quellgebiete des Laloki und grosse Tafeln von vulcanischer Breccie, wie das Plateau Astrolabe, treten discordant über den aufgerichteten Kalkstein. Mt. Obree in der Hauptkette (148° 5′) scheint ein Ausläufer dieses vulcanischen Gebietes zu sein. Oestlich von diesem erreicht die Hauptkette noch einmal in dem an seiner Nordseite aus grünlichem Quarzit bestehenden M. Suckling die Höhe von 3422 M.

M. Dayman (2812 M.), wie Obree auf der Hauptkette stehend, trägt einen Krater und gibt einen Lavastrom gegen NO. ab. Dann erniedrigt sich das Gebirge. In 149° 30′ erscheint an der Südküste der erwähnte Kalkstein von Boioro, gefaltet und durchsetzt von Diorit. Von 149° 45′ an beginnt mit der Insel Mugula (Dufaure) eine Reihe von Kraterbergen, welche, indem sie sich an Neu-Guinea anschliesst, den Hafen Pouro (Mullen's Harbour) bildet und vulcanische Felsarten herrschen von hier bis zur Milne-Bay. —

Wir wenden uns zur Nordseite.

Mit Ausnahme des aus Korallenkalk bestehenden Vorgebirges zwischen Goodenough und Collingwood-Bay kennt man an der Nordküste bis 148°, d. i. bis zur deutschen Grenze, nur vulcanisches Gestein. Ein Theil der Laven scheint vom Hochgebirge herabgekommen zu sein. Cap Trafalgar (149° 15′), vereinzelt vortretend in das Meer, trägt den rauchenden M. Victory.

Unter den Laven liegen die alten Schiefer der Hauptkette; goldsuchende Prospectors haben sie von Owen Stanley Range bis an die deutsche Grenze und gegen die Quellen des Hercules-Flusses verfolgt.

Während die jungen Vulcane des Südostens in das Meer hinaus fortsetzen und zugleich die Höhe des Gebirges abnimmt, erscheinen diese goldführenden Schiefer nach Jack und Maitland in Begleitung von granitischem Gneiss auf allen grösseren Inseln der Entrecasteaux-Gruppe wieder. Auch weiter in NO., auf

Murua (Woodlark) erwähnt Maguire Schiefer mit goldführenden Quarzgängen.[30]

Die Louisiade-Inseln wurden längst von M'Gillivray und Dana als Theile von Neu-Guinea erkannt. Der goldführende Quarz tritt nach Maitland auf Tagula (Sudest) in senkrecht stehendem Thonschiefer auf. Dieser Schiefer wurde bis Rossel Eil. (154° 15') angetroffen.[31]

2. Deutsches Neu-Guinea. An der Mündung des Hercules-Flusses, in der Nähe des Adolf's Hafen's, fand Rüdiger einen Felsvorsprung von schiefrigem Gestein. Schleinitz bemerkt, dass an der Südseite des Hüon-Golfes ältere Felsarten in die Nähe der Küste treten.[32] Nach Rüdiger fliesst der Francisca-Fluss über Quarz- und Granit-Stücke und besteht die Parsee-Halbinsel aus Granit.[33]

Korallenkalk bildet die Umgebung des Finschhafens; Kalkstein scheint ringsum aufzutreten, auch auf dem 970 M. hohen Sattelberge.[34]

Es gewinnt den Anschein, als ob von der Mündung des Markham-Flusses gegen NW. aufwärts, dann durch das breite Thal des Ramu(Ottilien)-Flusses bis gegen 4° s. Br. ein Gebiet sich mit grösserer Selbständigkeit abtrennen würde von der Hauptkette oder als ob diese selbst eine leichte Beugung erfahren würde. Dieses Gebiet wird durch die Astrolabe-Bucht in zwei Theile getrennt; seinen Süden, die Maklai-Küste, beherrscht das Finisterre-Gebirge.

Winter und Hellwig, die Begleiter der Zöller'schen Expedition, gingen an dem in die Astrolabe-Bucht mündenden Fl. Kabenau nach aufwärts. Sie kreuzten dabei zuerst eine Kette von sedimentärem Gestein; dann wurden Conglomerate und Tuffe mit Versteinerungen, hierauf Porphyr erreicht. Dann wendet der Fluss sich gegen Ost.

Das Finisterre-Gebirge besteht zum grossen Theile aus jungvulcanischen Felsarten; sein höchster Punkt, Mt. Gladstone (2390 M.) scheint aus Augit-Andesit gebildet. Es ist gegen Süd vom Kabenau begrenzt und S. vom Flussthale folgt Porphyr. Von hier aus sah man zwei hohe Gebirge, nämlich im Süden das mehr gegen OSO. verlaufende Kraetke-Gebirge und im Westen das noch höhere, gegen SO. gerichtete Bismarck-Gebirge. Dieses letztere ist ein Theil der Hauptkette von Neu-Guinea.[35]

Das Oertzen-Gebirge (Tajomanna; etwa 1100 M.) kann als eine NW.-Fortsetzung der Vorketten von Finisterre angesehen werden. Lauterbach traf auf dem Kamme steil aufgerichtete Conglomerate von riesigen Blöcken von Diorit, Gabbro, Hornblende-Andesit, verändertem Thonschiefer und Kalkstein, mit festem, schwarzgrünem Bindemittel.[36]

Dieses Conglomerat ist weiter im Norden, am Nuru-Flusse, gleichfalls vorhanden. Diesem Flusse nach aufwärts folgend, gelangte Lauterbach in die aus dunklem Thonschiefer, dann Tuff und Sandstein bestehende Ssigauu-Berge und hierauf jenseits der Wasserscheide zum Ramu, zu weichem Schieferthon, steil aufgerichtet, mit Kohlenflötzchen. Das grosse Längenthal des Ramu beginnt hinter dem Finisterre-Gebirge und erreicht hier die durchschnittliche Breite von 30 Kilom. Es begleitet den NO.-Fuss des Bismarck-Gebirges, dessen Gipfel hier bis 4300 M. hoch sind und trennt es von den gegen die Küste gelegenen Bergzügen. Einer der Vorberge (990 M.) wurde erstiegen; er besteht aus Gabbro und Peridotit; die Bäche führen Diorit, Gneiss und Quarzblöcke.[37]

Niederländisch Neu-Guinea. Ein bedeutender Fortschritt in der Kenntniss des Nordwesten's wurde durch Wichmann's Reisen im J. 1903 erzielt[38] und an der Hand von G. Boehm's und Wanner's Studien kann auch der Frage neuerdings nähergetreten werden, ob Neu-Guinea eine Fortsetzung gegen West in das Gebiet der Sunda-Inseln besitzt (IIIa, 304). Zunächst mag den Berichten Wichmann's gefolgt werden.

Grüne Eruptivgesteine (Gabbro, Serpentine u. A.) erstrecken sich von SO.-Halmahera zu den Inseln, die ausserhalb des NW.-Endes von Neu-Guinea liegen (IIIa, 325). Eine Fortsetzung kennt man hier nicht. Erst in 140° 18′, auf einer Insel der Bucht Tanah Merah, wird wieder Gabbro erwähnt und die Insel Misotti der Humboldt-Bai (140° 43′) besteht aus Serpentin. Es ist mir nicht bekannt, ob der zwischen diesen beiden Stellen am Tarare-Flusse auftretende Chloromelanit, aus dem die oft genannten Steinbeile der Humboldt-Bai hergestellt wurden, hieher zu zählen ist. Er liegt nach Wichmann in Bänken im Thonschiefer. Die Gabbro-Gerölle des Tami-Flusses (140° 55′) stammen vielleicht von dem höheren Gebirge.

Alte krystalline Felsarten und Phyllite treten nicht nur auf dem OW. streichenden Zuge von Inseln Peling-Misul, sondern

auch auf der Halbinsel Beru auf. Im Südosten liegt Thonschiefer und ein gefaltetes rothes Conglomerat.

Am SW.-Ufer der Geelvinck-Bucht stehen die alten Felsarten und gefaltete Quarzite an; die Insel Roon ist Gneiss; auf den nördlichen Inseln der Bucht herrschen alte Schiefer und Diabas. Weiter im Osten kommen vom Cyclopen-Gebirge Geschiebe von krystallinischem Schiefer herab und an der Tarare-Bai stehen Marmor, Gneiss und turmalin-hältiger Quarz zu Tage (140° 32').

An mehreren Stellen, und zwar bis weit gegen Osten, sind mesozoische Sedimente bekannt, von denen weiter die Rede sein soll. Sie erscheinen am Fl. Paparó, nicht weit von der Landenge, die Beru verbindet, dann weiter gegen SO. am See Jamur, auch in 139° 50' am Tawarin-Flusse (Walckenaer Bucht).

Die nächste von Wichmann erwähnte Schichtfolge bilden steil aufgerichtete miocäne Thone und Sandsteine, kohlenführend, mit Arca und Ostrea, im Osten auch mit einer Schicht mit Melania. Sie wurden etwa von 139° 45' an Flüssen, die in die Walckenaer-Bai münden, bis 140° 55' an mehreren Punkten getroffen. So weit sich den Berichten entnehmen lässt, liegen sie stets weiter landeinwärts. Sie bilden vielleicht die Aussengrenze der nun folgenden gefalteten Kette. —

In der M'Cluer Bucht ist die Nordküste flach, während die Südküste sammt den ihr vorliegenden Inseln eine Riasküste von steil gefaltetem, NW. streichendem Alveolinen-Kalk ist.[39] Er reicht im Süden bis 4° s. Br. Im Osten trägt der Fl. Tawarin noch Geschiebe von Alveolinen-Kalk mit Granit, Diabas, Gneiss u. A. vom höheren Gebirge nach Norden herab.

Dunkler Crinoiden-Kalk, carbon oder permisch, tritt an der Mündung des Belangkat-Flusses, S. vom Alveolinen-Kalk, auf. Die Stelle kann kaum sehr weit vom westlichen Ende des Charles-Louis-Gebirges liegen. —

Wir kehren zu den mesozoischen Sedimenten zurück.

Auf den Sunda-Inseln Taliabu, Mangoli, Misol im Norden, dann Buru und Ceram im Süden hat G. Boehm eine von Trias bis zur mittleren Kreide reichende Serie petrefactenreicher Schichten nachgewiesen mit Faunen von auffallend europäischer Verwandtschaft. Dieser selben Serie gehören die von Wichmann in Nord-Neu-Guinea getroffenen mesozoischen Schollen an.

Phylloc. strigile der Spiti-Fauna findet sich ebenso auf der Insel Taliabu, wie weit davon und in ähnlichen Knollen wie dort, an dem bereits genannten Flusse Tawarin (139° 45').[40]

Dabei besteht jedoch der wesentliche Unterschied, dass in der nördlichen Inselreihe diese Ablagerungen ungefaltet auf dem alten Gebirge ruhen, während sie in der südlichen gefaltet sind. Wanner hat gefunden, dass diese Faltung in W.-Buru noch die Kreide mit Tissotia ergreift und dass sie in O.-Ceram besonders heftig ist. Hier erscheinen sogar grosse Blöcke, die Grundschollen zu sein scheinen, und Radiolarien in Verbindung mit einem basischen Eruptiv-Gestein. Hier, in Ost-Ceram, streicht an der SO.-Küste das Bate-Gebirge gegen NO. und nördlich von diesem ein zweiter Zug erst OW., dann NW. bis N. bis an die Nordküste.[41]

Im Taliabu liegen die Juraschichten horizontal oder geneigt, nie gefaltet und Misol ist ein Bruchfeld, während die südliche Linie durch ihren Bau und ihre Schichtfolge Timor ähnlich wird.

Hier wurde (IIIa, 305) die Vermuthung ausgesprochen, dass Buru und Ceram die Fortsetzung der südlichen Halbinsel von Neu-Guinea seien. G. Boehm hat sich dieser Vermuthung angeschlossen.[42]

Wir nehmen bis auf weitere Belehrung an, dass die Hauptcordillere von Neu-Guinea Buru erreicht. Die nördlichen Inseln Taliabu bis Misol wären dann sammt der Halbinsel Beru und der Nordküste von Neu-Guinea (landeinwärts von der Walckenaer-Bucht bis zu dem gefalteten Miocän-Streifen) als Vorland anzusehen.

Uebersicht von Neu-Guinea. Bei der ausserordentlichen Entfernung zwischen Celebes und Rossel-Eil. (Louisiade) und der grossen Lückenhaftigkeit der Erfahrungen kann es sich nicht darum handeln, hier feste Ergebnisse zu liefern. M'Gregor hat allerdings einen SO.-Theil des Hochgebirges überschritten und jetzt ist sogar von Port Moresby aus ein regelmässiger Botendienst über einen 2000 M. hohen Pass zwischen Süd und Nord eingerichtet.[43] Von hier an gegen NW. ist jedoch das ganze Hochgebirge des Innern (Bismarck-, Victor Emanuel-, Charles Louis-Gebirge) noch nie von einem weissen Menschen betreten worden. Daher können kaum auch nur die folgenden Vermuthungen vorgelegt werden, die unter Vorbehalt der Berichtigung für diesen wichtigen Theil der Erde hier der Auffassung des Gesammt-Planes zu Grunde gelegt wurden.

1. Halmahera gehört zu Asien.

2. Vorherrschend meridionale asiatische Streichrichtungen treffen auf eine ostwestliche Reihe von Inseln (Taliabu bis Misul) und zugleich enden die thätigen Vulcane. Altes Gebirge erscheint auf diesen Inseln mit aufgelagerten, nicht gefalteten mesozoischen Schichten. Diese Merkmale halten über die Halbinsel Beru, die Inseln der Geelvinck-Bucht, ferner wenigstens bis zur Walckenaer-Bai an. Sie weisen, insbesondere auf Beru (Arfak-Gebirge), nicht auf den Bestand einer jungen Cordillere, sondern auf älteres Gebirge.

3. An der Küste zwischen 140° 18′ und 140° 43′, daher N. von der vermutheten Fortsetzung der Gesteine von Beru, erscheinen vereinzelte Vorkommnisse von Gabbro und Serpentin. Ihnen folgt gegen Ost eine lange unbekannte Strecke und dann werden grosse Blöcke ähnlicher Gesteine in einem steil gefalteten Conglomerat des Oertzen-Gebirges getroffen. Möglicher Weise hängt es mit den steil gefalteten Schichten des Kabenau-Flusses zusammen. Diese Vorkommnisse, die an Halmahera und die Philippinen erinnern, scheinen sammt dem andesitischen Finisterre-Gebirge eine gewisse Selbständigkeit zu besitzen. Das Längenthal des oberen Ramu wäre die Grenze.

4. Zugleich mit diesen Gesteinen bemerkt man an der Nordküste von 140° 7′ bis 140° 14′ (zwischen Walckenaer und Humboldt-Bai) vereinzelte Vorkommnisse von Basalt und Andesit, die wohl der Beginn einer Reihe vulcanischer Riffe, dann junger Vulcane sind, welche erst die Küste begleiten und dann, wie bald gezeigt werden wird, sich abtrennen und gegen Neu-Pommern ziehen. Die Stellung des Kalkstein's am Sattelberge (Finschhafen, zu Finisterre gehörig) ist ganz unsicher.

5. S. vom Ramu kennt man nur das Ansteigen des Hochgebirges, aber nicht seinen Bau. Im Hüon-Golf kommen Granit und alte Felsarten an das Meer. Sie gehören nach aller Wahrscheinlichkeit dem Hochgebirge an, das von hier durch die Owen-Stanley-Kette bis zum äussersten Südosten fortstreicht. Sie besteht aus Schiefer mit goldführendem Quarz, stellenweise gneissartig und mit vereinzelten Granitmassen. Sie trägt da und dort einen Vulcan. Gegen SO. werden die jungen Vulcane häufiger. Entrecasteaux und Louisiade sind Fortsetzungen.

6. Im Norden tragen die Inseln Buru und Ceram die Kenn-

zeichen einer gefalteten Cordillere und ihre Fortsetzung ist die Riasküste, mit welcher das Charles-Louis-Gebirge südlich vom M'Cluer-Busen beginnt. Sie ist von postmiocänem Alter; ihr nördlicher Aussenrand zieht S. von der Walckenaer-Bai durch das Land. Wie weit sie sich gegen SO. erstreckt und ob ihr die südlicheren Gebirge wie z. B. Owen Stanley angehören, ist ganz unsicher.

7. Die einzige Spur einer jüngeren Cordillere im Südosten stellt sich an der Südseite des Hochgebirges als ein Zug von gefaltetem Kalkstein ein. Er erscheint an der NO.-Seite des Papua-Golfes und begleitet mit Str. N. 30° W. die Südküste. Ein Theil (Moresby-Beds) wird für tertiär gehalten.

8. Der Süden wird von niedrigem und hügeligem Lande eingenommen. Die granitische Kuppe Mabudauan gehört zu Australien. Die tertiären und jurassischen Schichten, letztere bis 6° 35′, am oberen Strickland, bieten vorläufig keinen Aufschluss über den Bau. Hieraus ergibt sich, dass zwischen die Philippinen (Halmahera) und die muthmaasslichen Fortsetzungen der Cordillere von Neu-Guinea (Ceram, Buru) noch ein selbständiges, älteres Element einzutreten scheint, dessen auffallendstes Glied die Halbinsel Beru wäre. Aus diesem Ergebnisse geht aber hervor, dass auch die Stellung der Cordillere von Timor und ihrer etwaigen Beziehungen zu Australien neuerlich zu prüfen ist (IIIa, 302). Vorläufig hat Hirschi weitere Nachricht von der Mannigfaltigkeit der dortigen gefalteten mesozoischen Ablagerungen gebracht.[44]

Inseln NO. von Neu-Guinea. Nahe ausserhalb der Nordküste stellt sich eine lange Reihe zum grossen Theile thätiger Vulcane ein, die anfangs der Küste parallel läuft und sich dann im Bogen gegen Neu-Pommern wendet. Es steht, wie bereits gesagt wurde, kaum etwas entgegen, wenn man die vereinzelten Andesite und Basalte hieher rechnen will, die Wichmann zwischen Walckenaer- und Humboldt-Bai antraf. Im Osten folgen die Riffe und Inseln Bertrand, Guilbert, d'Urville; in Roissy (144°) befindet man sich bereits in der Reihe der Le Maire-Inseln, deren Zusammenhang mit dem gegen Neu-Pommern ziehenden Bogen Wilfr. Powell und Kärnbach beschrieben haben.[45] Auf Roissy folgt die Vulcan-Insel, dann Dampier-, Rich-, Crown-, Long-Lattin-, Tupinier- und Ritter-Eiland, alle mit Vulcanen besetzt und ihre Curve erreicht mit den Vulcanen Below (2100 M.) und

Hunstein endlich Neu-Pommern. Die Entdeckungen des Freih. v. Schleinitz lehren, dass die concave Nordküste dieser langgestreckten Insel aus einer Reihe von Vulcanen und muthmaasslich vulcanischen Einzelbergen besteht, die durch niedriges Land verbunden sind. An Below und Hunstein und den Kraterberg des Cap Gloucester schliesst sich diese Reihe als Fortsetzung an bis zum Raoul (5° 11′ s. Br.).

Es ist schwer zu entscheiden, ob diese zu Raoul führende Reihe ein Vortreten des gesammten Bogen's gegen NO., nämlich gegen Cap Hollmann bedeutet, während hinter ihr eine neue Vulcanreihe hervortritt, oder ob diese neue Reihe die Fortsetzung der ersteren ist. Innerhalb der Halbinsel, welcher Raoul angehört, treten nämlich weitere Vulcane auf (Credner, Engler u. s. f. bis Duportail und Nord-Sohn) und diese erstrecken sich gegen die grosse Gruppe thätiger Vulcane, die an der Blanche Bucht am Nord-Rande der Gazelle-Halbinsel aufragt.[46]

Von den Le Maire-Inseln zieht somit bogenförmig quer über die Dampier-Strasse und längs der Nordküste von Neu-Pommern eine sehr thätige Linie von Vulcanen, deren Einfügung in den tektonischen Gesammtplan ein Räthsel ist. Die einzige Andeutung über den inneren Bau des Landes ist die Vermuthung des Grafen Pfeil, dass die Gebirgszüge des Innern quer auf den Umriss der Insel und parallel zu Neu-Guinea streichen.[47]

Einige Bekräftigung findet diese Vermuthung durch den Bau von Neu-Mecklenburg. Von hier nennt Liversidge Porphyr, Diorit, auch dunkeln Kalkstein, verschieden vom Korallenkalk und aus 760 M. grauen, etwas krystallinischen Kalkstein (II, 206).[48] Das stimmt mit des Grafen Pfeil Angabe überein, nach welcher der südliche Theil der Insel vulcanisch, der lange, gegen NW. gestreckte Theil dagegen ein sedimentärer Rücken, vielleicht auf älterer Unterlage, steil gegen SW., sanft gegen NO., und zugleich die östlichste der mit Neu-Guinea parallelen Falten ist. Wir werden Neu-Mecklenburg als die Fortsetzung der Salomon's-Inseln ansehen, von welchen ähnlicher, nach aller Wahrscheinlichkeit mesozoischer Kalkstein zu erwähnen sein wird.

Alle Inseln des Bismarck-Archipel's bis zu den Admiralitäts-Inseln hinaus haben bisher nur vulcanische Gesteine und jungen Korallenkalk geliefert.[49]

Neu-Mecklenburg bis Hunter-Eiland. Diese lange Kette

von Inseln umfasst als ihre Hauptglieder Neu-Mecklenburg, die Salomon- und S. Cruz-Inseln und die Neu-Hebriden. Sie ist durch ein gemeinsames Hauptstreichen ausgezeichnet, das, nach der Gestalt und Lage der Inseln einen leicht gegen NO. convexen Bogen bildet. Manche andere gemeinsame Merkmale verbinden sie.

Guadalcanar in den Salomon-Inseln mag beginnen. Foullon hat diese grosse Insel besucht; er wurde bei einem Versuche, in das Innere zu dringen, von den Eingeborenen getödtet und sein Name reiht sich würdig den zahlreichen Opfern an, deren Ergebnisse wir nicht benützen dürfen ohne ein Wort ehrerbietigen Dankes. Seine Beobachtungen über diese Insel sind nicht veröffentlicht worden. Nur die vulcanischen Gesteine hat Hansel beschrieben.[50] Durch die Gefälligkeit des Hrn. Prof. Berwerth wurden mir die ganzen Sammlungen zugänglich gemacht.

Auf Guadalcanar wurden neben den jüngeren vulcanischen Gesteinen, insbesondere Andesit, auch Dolerit und Porphyrit getroffen. Peridotit, dann Gabbro und Serpentin sind in vielen Stücken vorhanden, aber auch ein lichtgrauer Kalkstein wurde getroffen, völlig vom Aussehen eines mesozoischen Kalkstein's des Appennin oder der Alpen. Er ist von gestreiften Harnischen durchschnitten, die starke dynamische Einwirkung verrathen.[51] Auch ein ausgewalztes grünes Gestein mit Serpentin auf den Flasern findet sich in der Sammlung. Guadalcanar muss daher als ein Stück einer Cordillere angesehen werden, an deren Bau grüne Intrusivgesteine einen ähnlichen Antheil nehmen, wie an jenem von Neu-Caledonien, Cuba oder des Appennin.

Guppy, der verdienstliche Beobachtungen auf den Salomon's-Inseln ausführte, hat Guadalcanar nicht betreten, aber seine Ergebnisse lassen völlige Uebereinstimmung mit dem Gesagten erkennen. Von den Florida-Inseln, nahe N. von Guadalcanar, erwähnt Judd ein dem Granulit verwandtes Gestein, ferner Trapp-Granulit (Hornblende, Enstatit und Plagioklas) und Diallag-Serpentin.[52] Von letzterem sagt Guppy, er sei in der Regel etwas geschiefert (schistose) und an einer Stelle unter 60 bis 70° geneigt. Serpentin wird auf S.-Cristoval und Ysabel, Gabbro auf der südlichsten Insel der Gruppe, S. Anna, Quarz-Porphyr und Quarz-Diorit an mehreren Stellen angeführt. Zu den merkwürdigsten und einer näheren Prüfung werthen Vorkommnissen gehört ein harter, grauer Kalkstein, erfüllt mit zahlreichen Schalen

einer Rhynchonella, der das Eiland Poperang in der Shortland-Gruppe (S. von Bougainville) bildet.[53]

Die thätigen Vulcane der Salomon-Inseln sind nicht nach einer selbständigen Reihe geordnet, sondern stehen, so weit sich die Sachlage übersehen lässt, zwischen den einzelnen Resten der Cordillere. Ein hoher rauchender Kegel erhebt sich auf Bougainville; Simbo (Eddystone, Narovo, W. von Neu-Georgien) und Saro (N. von Guadalcanar) sind thätige Ausbruchstellen.

Die Salomon-Inseln sind an vielen Stellen von abgestuftem jungem Kalkstein, nach Guppy bis etwa 500 Fuss, umgeben; ausserdem treten marine jüngere Tuffe auf. Guppy bemerkt die Gleichartigkeit der Strandverschiebungen auf mehr als 600 Kilom.

Die im Norden vorliegenden Inseln (Outong-Java, Simpson und And.) sind flache Korallen-Eilande.[54]

Die Kenntniss vom Baue der Neu-Hebriden wurde durch Mawson's Untersuchungen wesentlich vervollständigt.[55] Die Angaben über das Vorkommen älterer Felsarten auf den grösseren Inseln wurden nicht bestätigt, auch jenes von Serpentin auf Aneityum bleibt zweifelhaft, aber es wurde sichergestellt, dass eine steil aufgerichtete und gefaltete Zone von tertiärem Lepidocyclinen-Kalkstein durch diese Inseln streicht. Auch hier bleibt kein Zweifel darüber, dass Theile eines jüngeren Faltengebirges aus dem Ocean aufragen. Mawson nimmt Ueberfaltung gegen West an, da jedoch die Annahme auf einem einzigen Profile im Südwesten von Espiritu Santo beruht, mag die Frage nach der Richtung der Bewegung vorläufig offen bleiben.

Die gesammte Anlage gleicht einer Virgation, die sich gegen NNW. öffnet. Von Süden, von Hunter-Eiland über Mathew, Aneityum, Tanna, Eromango bis Efate sieht man eine lange, einfache Reihe von Inseln, denen nur gegen Ost einige kleine vulcanische Klippen vorliegen. Diese gegen NNW. streichende Reihe setzt ihre Richtung hauptsächlich in den beiden grossen Inseln Malekula und Espiritu Santo fort. Dieser Ast entspricht dem tertiären Faltenzuge. Von Efate streicht über Epi, Ambrym und die langgestreckten Inseln Aragh-Aragh (Pentecost) und Aurora ein zweiter Ast fast rein gegen N. Zwischen diese beiden Aeste und zwar zwischen Espiritu Santo und Aurora schaltet sich zuerst Aoba ein und weiter im Norden liegen die Inseln der Torres-Gruppe und der Banks-Gruppe gleichfalls zwischen

der fortgesetzten Richtung der beiden genannten Inseln und sie streichen zwischen NNW. und N. Die Karten der britischen Admiralität zeigen sehr deutlich diese Anordnung.

Nach Mawson sind die tertiären Schichten auf Espiritu Santo von andesitischen Intrusionen begleitet; diesen ist eine ausgedehnte Senkung des ganzen Ostens gefolgt und auf der Senkung sind vulcanische Ausbrüche eingetreten, die jedoch nicht andesitische, sondern basaltische Gesteine zu Tage förderten und die bis heute andauern. Ueber diese ganze Reihenfolge hat sich wie ein Ueberzug der junge Korallenkalk gelagert. Er ist abgestuft, aber im Westen reichen die Stufen bis 2000 Fuss (609 M.), während gegen Ost ihre Höhe beträchtlich abnimmt. Mawson folgert, dass ihre Erhebung im Westen in Verbindung stehe mit einem Andauern der gebirgsbildenden Bewegung und dass die Senkung gegen Ost verursacht sei durch Absinken gegen die jüngeren, basaltischen Ausbruchstellen. Zugleich seien kleinere Erhebungen unmittelbar durch die Vulcane, nämlich durch das Eindringen von Lagergängen, verursacht.

Purey-Cust hat die Bedeutung und den Zusammenhang dieser vulcanischen Zone gezeigt. Abgesehen von vielen Ruinen von Kraterbergen sind von Norden her zu erwähnen: Tinakula (thät.; N. von S.-Cruz); Vanikoro (Krater); Vanua lava (Siedequellen); Gaua (Krater, S. von Vanua lava); Merlay (Krater, O. von voriger Insel); Ambrym (grosser Ausbruch 1874); Lopevi (thät., 1449 M. hoch, S. von vorig.); Tongoa (Siedequellen, S. von Api); Hinchinbrook (Krater, N. von Efate); Eromanga (unterseeischer Ausbruch nahe der Ostküste); Tanna (thät.), Mathew (thät.) und Hunter-Eiland.[56]

Eine Vortiefe ist ausserhalb dieser durch 12 Breitegrade ziehenden Linie nicht bekannt. Sie theilt deutlich den grossen westlichen Theil der australischen Bogen in einen inneren (Salomon-Neu-Hebriden) und einen äusseren Bogen (Carolinen, Fidji), die sich gegen Neu-Seeland hin einander nähern.

Neu-Caledonien (II, 203). Diese grosse Insel ist als ein Stück eines NW. streichenden Kettengebirges dargestellt worden, bestehend im Nordwesten und einem guten Theile des Ostens aus altem kristallinischen Gestein, zum Theil mit abweichendem Streichen, an welches sich gegen W. und SW. eine sedimentäre Schichtfolge reiht, welche Trias und eine flötzführende Serie

umfasst. Ferner wurde ein grosser Zug von Serpentin von unbekanntem Alter im Südosten erwähnt, von dem aber Theile durch ganz Neu-Caledonien bis in den äussersten Nordwesten und auch auf den in dieser Richtung vorliegenden Inseln auftreten.

Seither sind unerwartete Fortschritte erzielt worden. Die damals zum Lias gezählten Flötze gehören der Kreide an. Pelatan erkannte, dass diese cretacischen Schichten von Serpentin überlagert sind. Aehnliches sah Piroutet, und Glasser meinte, dass die ganze durch ungefähr 520 Kilom. in der Länge und 50 Kilom. in der Breite kennbare, bis 1000 M. mächtige Decke von Serpentin und Peridotit über die Kreide auf einer fast ebenen Fläche herübergeschoben sei.[57]

Die Thatsachen scheinen aber noch weiter zu führen. Deprat und Piroutet haben nachgewiesen, dass eine an der SW.-Küste von Numea durch 150 Kilom. auftretende Schichtfolge von eocänem Alter ist und unter die Trias mit Monotis einfällt. Dieser letztere Umstand hatte seinerzeit veranlasst, dass sie für Carbon gehalten wurde und dass ein vorgefundener Nummulit (Numm. pristina) für einen Vorläufer dieser Gattung im Carbon galt. Heute ist eine Reihe von Arten von hier bekannt, welche besondere Aehnlichkeit mit dem Eocän der Sunda-Inseln anzeigen.[58]

Ueber diesem Eocän lagern gegen das Innere der Insel Trias, Lias, etwas Jura, Kreide, dann der Serpentin. Sie werden als überschoben angesehen und es wird vermuthet, dass die krystallinischen Gesteine der Ostküste und des Nordwestens einer zweiten Schuppe angehören. Es wird gesagt, dass die mesozoischen Schichten sich an diesen krystallinischen Gesteinen aufrichten und gegen SW. überstürzen.

Dieser letztere Punkt dürfte für die Beurtheilung der Richtung der Bewegung entscheidend sein. Bestättigt sich die Annahme der genannten Forscher, dann war die Bewegung, wie auch Glasser annahm, gegen SW. gerichtet. Dann liegt die mächtige Lage von Serpentin an der Grenze zweier Ueberschiebungsdecken und dann entspricht, wie sich weiterhin zeigen wird, die Bewegung wahrscheinlich der Rückfaltung an der Innenseite des inneren Bogen's einer Virgation. Diesen weitgehenden Folgerungen gegenüber ist jedoch zu beachten, dass grosse Schollen von Serpentin auch über den alten krystallinischen Felsarten verzeichnet werden, wie z. B. am M. Tchingou. Darum begnügen wir uns vorläufig

mit der Erfahrung, dass mitten im pacifischen Ocean tektonische Bewegungen kennbar sind, die jenen der Alpen an Grösse nicht nachstehen, alle Einzelheiten weiterer Forschung überlassend.

Bemerkenswerth ist, dass Kilian und Piroutet aus Neu-Caledonien die sonst für boreal gehaltenen Gattungen Holcostephanus und Virgatites anführen.[59] Die letztere erscheint auch in den südamericanischen Anden; es scheint hienach, als ob die auffallende südliche Erstreckung arktischer Formen an der americanischen Westküste sich bis in die Mitte des Ocean's geltend machen würde.

Der zweite australische Bogen. Von Yap gegen O. und SO. fehlen auf der ganzen langen Strecke bis Fidji ältere Gesteine und grössere Höhen. Je mehr man gegen den Ocean hinaustritt, um so mehr verschwinden Sockel und Unterbau. Die Marshall-Inseln (Radak und Ralik), Gilbert und Ellice sind nur Atolls, ebenso bei weitem der grösste Theil der Carolinen. Hier sind die Gruppe Truk, Ponape und Kusaie als vulcanische Inseln zu nennen; aus abgestuftem, vielleicht tertiärem Kalkstein bestehen Feys (Tromelin, W. Carolin.) und einzelne Eilande der Gruppe Oroluk (32 M., mittl. Carolin.), ferner die W. von Gilbert vereinzelt liegenden Nauru (etwa 80 M.) und Paanopa (67 M.).

Die divergirende Anordnung von Radak, Ralik und den Carolinen ist auf der Karte deutlich; bei grösserem Maassstabe bemerkt man, wie namentlich in der Gilbert-Gruppe die grösseren Atoll's in der Richtung des Hauptstreichens sich sehr verlängern. Die Carolinen scheinen aus mehreren parallelen Zonen zu bestehen, getrennt durch grössere Tiefen. Diese Umstände lassen vermuthen, dass auch hier gefaltete Gebirgszüge den tieferen Sockel bilden.[60]

Alle diese Inseln bieten aber für die hier verfolgte Aufgabe wenig mehr, als ihre lang dahinziehenden Curven.

Die Fidji-Inseln liegen zwischen der vulcanischen Linie der Hebriden und jener von Tonga. Ihr östlicher Theil, die Lau-Inseln, ist eine lange, fast Nord-Süd gereihte Zone von flachen Korallen-Inseln. Gegen W. hin ragen aus Einzelnen vulcanische Felsen hervor; auch einzelne Kratere (Thombia in den Ringgold-Inseln, Totoya) treten auf. Noch weiter gegen W. und NW. vermehren sich die Felsen, die Inseln werden grösser, bis die beiden grossen Inseln Viti Levu und Vanua Levu erreicht sind.

Eine Untersuchung eines beträchtlichen Theiles von Viti Levu hat Kleinschmidt im J. 1876 ausgeführt. Aus seinen Sammlungen konnte A. Wichmann das Auftreten alter Felsarten auf diesen Inseln nachweisen.[61] Etwa zur gleichen Zeit wurden durch Tenison-Woods von hier tertiäre Versteinerungen bekannt (II, 206). Eine zweite Reihe von Forschungen beginnt mit dem Besuche von Fidji durch Al. Agassiz in den Jahren 1897—98, der einen vortrefflichen Ueberblick der kleineren Inseln und der jungen Riffbildungen, so wie die Entdeckung von aufgerichtetem, älterem Kalkstein im Südwesten von Viti Levu brachte. Diesen Kalkstein hat C. Andrews genauer untersucht.[62] Im J. 1903 konnte Woolnough den ersten Versuch einer geologischen Karte von Viti Levu veröffentlichen, welchem 1907 nach neuerlichem längeren Aufenthalte eine ausführliche Beschreibung gefolgt ist.[63]

Viti Levu stellt sich als eine gebirgige Insel von unregelmässig elliptischem Umrisse dar, 150 Kilom. lang und 112 Kilom. breit. Horizontale Massen eines Tuffes von talkigem oder seifigem Anfühlen (Soapstone) bedecken den grössten Theil der Insel. Sie stehen mit limburgitischen Laven in Verbindung und bilden mit diesen auch den höchsten Punkt, Tama-na-ivi (1387 M.). Sie enthalten schlecht erhaltene Meeres-Conchylien; Bänke von tertiärem Kalkstein sind ihnen eingelagert.

Als das nächst ältere Glied tritt ein Gestein auf, das früher für alten Schiefer gehalten wurde, jetzt aber von Woolnough für einen durch Druck geschieferten trachytischen Tuff erklärt wird. Das Streichen ist NNO. Es ist discordant von Laven überdeckt.

Etwa SO. von der Mitte der Insel erhebt sich der ansehnliche Rücken Medrausucu, und W. von diesem liegt eine durch zwei WNW. streichende Verwerfungen begrenzte granitische Hochfläche, wahrscheinlich ein Horst. Der Granit wird auch sonst vielfach in den Flussrinnen sichtbar und ihm wird sammt anderen alten Felsarten eine Ausbreitung von etwa 64 zu 32 Kilom. zugeschrieben.

Im SW. der Insel trifft man älteren Kalkstein (nach Andrews auch Dolomit); er ist hart, bläulichgelb und unter 50° geneigt. Woolnough vergleicht ihn mit von Guadalcanar und Ysabel erhaltenen Geröllen. Er ist überlagert von nur unter 15° geneigtem, mächtigem, regelmässig geschichtetem Kalkstein mit

Muscheln. Dieser Kalkstein erscheint wieder als die Unterlage des grossen Atoll's Vanua Mbalavu der Lau-Inseln. Er ist wohl derselbe, den Dall für mittel- oder jungtertiär erklärte.[64]

Noch jünger ist der Kalkstein der SO.-Küste mit grossen Zähnen von Carcharodon; er wechsellagert mit Tuffen.

Im Ganzen scheinen mir hier die Merkmale eines Faltengebirges noch nicht völlig sichergestellt. Der granitische mittlere Theil von Viti Levu könnte auch einer zwischen den Faltenzügen hervortretenden älteren Masse angehören, etwa wie Süd-Borneo.

Von Vanua Levu hat Guppy eine Monographie geliefert.[65] Diese Insel ist 157 Kilom. lang, im Durchschnitte nur 30 Kilom. breit und gegen ONO. gestreckt. Sie steht auf einer unterseeischen Platte von Basalt, die auch ausserhalb Viti Levu vorhanden ist, und ist ganz durch die Vereinigung einer grösseren Anzahl vulcanischer Berge gebildet, von denen Einzelne 1000 M. erreichen. Im Süden erhebt sich der breite Mt. Seatura (798 M.); er ist nach Art des Mauna Loa gebaut. Der Süden und die Mitte der Insel bestehen aus basischen Gesteinen, nur da und dort erscheinen dazwischen Kuppen von sauren Felsarten. Diese letzteren bilden dafür den Norden; hier zeigt die gegen NO. gerichtete Halbinsel Undu eine 22 Kilom. lange Reihe von Höhen aus Bimstein und Asche; man sieht Gänge von Quarzporphyr und Oligoklas-Trachyt und Schlote von Durchbrüchen, aber keine Kratere.

Viele heisse Quellen treten auf.

Dritter australischer Bogen und Uebersicht. Die Hauptglieder dieses Bogen's, Tonga, Kermadec und der Ruahine-Zug N.-Seeland's, so wie ihre Vulcan-Linie und die im Osten hinlaufende Vortiefe wurden bereits besprochen. Nun ist zu dem an früherer Stelle (II, 185) über N.-Seeland Gesagten Einiges über die Beschaffenheit der NW.-Halbinsel hinzuzufügen.

Der gekrümmte Verlauf der Westküste von Neu-Seeland wurde beschrieben als durch junge Nehrungen vermittelt. Die Halbinsel selbst bestehe aus vereinzelten Vorkommnissen palaeozoischer Gesteine, verbunden durch junge Laven und junge Sedimente; ihre Richtung stelle daher nicht die Richtung des Streichen's dar, und Ruahine, gegen NO. gerichtet, sei der einzige zusammenhängende Faltenzug.

Diese vereinzelten und wenig hervortretenden palaeozoischen Vorkommnisse enthalten goldführende Quarzgänge, welche genauere Prüfung veranlasst haben. Die Berichte, namentlich jene von Cox, zeigen, dass die Schichten sowohl O. als W. von der Hauraki-Bucht gegen N. streichen, mit Abweichungen gegen NW., weit seltener gegen NO. So haben es auch C. Fraser und J. H. Adams im Osten, in Coromandel getroffen.[66] Diese Richtung gegen N. entspricht weder Ruahine noch der Richtung der NW.-Halbinsel, aber sie macht es wahrscheinlich, dass eine Abzweigung sich vorbereite. In der That tritt im Westen an der Südseite des Hafens von Kawhia (S. von 38° s. Br.), eine Anticlinale mesozoischer Schichten aus dem Meere hervor, die gegen NNW. fortstreicht.[67] —

Um nun zu einem Ueberblicke zu gelangen, sollen zuerst die am Deutlichsten hervortretenden Züge des Bildes hervorgehoben und von ihnen aus dann die minder klaren gesucht werden.

Die Westgrenze ist gegeben durch die grossen Vortiefen von Guam bis zu dem Ausgehen der Philippinen-Tiefe bei den Talauer-Inseln. Ebenso ist die Ostgrenze gezeichnet durch Vulcane und die Vortiefe O. von Tonga-Kermadec-N.-Seeland. Hiedurch ist Samoa abgeschieden. Eine weitere besonders lange Vulcanlinie streicht O. von den Neu-Hebriden. N.-Guinea mit Entrecasteaux und Louisiade bilden eine Einheit. N.-Mecklenburg, Salomon, N.-Hebriden bilden eine andere Einheit, und zwar einen gegen NO. convexen Bogen.

Alle Bogen und Bogenstücke ordnen sich in solcher Weise, dass sie innerhalb der Kermadec-Linie gegen die Gabelung des nördlichen Neu-Seeland streben.

Hiedurch erlangt der Plan die Gestalt einer von Neu-Seeland ausgehenden Virgation, die gegen NW. und W. sich öffnet. Secundäre Virgationen öffnen sich in den Neu-Hebriden von Efate gegen Espiritu Santo, andrerseits gegen Aurora, ebenso die noch grössere Ausstrahlung von Ellice und Gilbert aus gegen Radak, Ralik und die Carolinen.

Vielleicht tritt Rückbeugung gegen die asiatische Grenze ein.

Daneben bestehen viele Zweifel.

Der erste betrifft die Frage, ob die australische Cordillere mit dem jungen Abbruche längs der Ostküste als ein innerer

Bogen angesehen werden darf. Dann wäre der ganze Bau concentrisch um einen alten Scheitel. Aber die Art, wie diese Cordillere über die Torres-Strasse setzt, entspricht nur wenig dieser Annahme. Man darf die Hypothese aufstellen, dass Ausgleichung durch schräges Streichen in der Hauptkette von Neu-Guinea eintritt, oder dass eine weitere Kulisse z. B. über Chesterfield, Kelso, Lord Howe vorhanden war, und sich auf Erfahrungen der Thiergeographie stützen, aber es ist rathsam, solche Wege vorläufig zu vermeiden.

Der zweite Zweifel wird durch die Richtung des Vulcan-Zuges von Neu-Pommern angeregt; der dritte durch die Lagerung in Neu-Caledonien; ein weiterer durch die Unbekanntschaft mit den Beziehungen der Charles-Louis-Kette auf Neu-Guinea zu dem Zuge der Moresby-Beds im Süden u. s. w. Man hofft alte Aufgaben zu lösen, dabei mehren sich die neuen.

Auf das wiederholte Erscheinen der Gruppe der grünen Gesteine auf so vielen dieser Inseln soll vorläufig nicht eingegangen werden.

Polynesien. Einen vollen Gegensatz zu den vorliegenden Marquesas bietet die mehr als 1500 Kilom. lange, gegen NW. streichende, aus Atoll's bestehende Kette der Paumotu oder Niedrigen Inseln. Agassiz hat hier eine besondere Stütze der Ansicht gesucht, dass die Atoll's nur Krönungen von bis auf die Meeresfläche abgetragenen Gipfeln und Rücken, hier von tertiärem Kalkstein, seien, d. h. dass sie ohne Unterbau auf dem abradirten Sockel sitzen. Seiner Darstellung entnehmen wir das Folgende.[68]

Der westliche Theil des ausgedehnten Archipels fusst auf einem gemeinsamen Höhenrücken in — 14 bis 1500 M. Gegen SO., namentlich von 140° 30′ an nehmen die Tiefen zu; sie übersteigen bald 4000 M.; dabei werden die Inseln kleiner, seltener und hören endlich auf. Nicht wenige der Atoll's sind bis 70 Kilom. lang und dabei sehr gegen NW. gestreckt. Dadurch erlangt der ganze Archipel ein deutlich ausgesprochenes Streichen gegen NW. Aber an die Nordseite dieses NW. streichenden Hauptzuges fügen sich von Strecke zu Strecke Atoll's mit dem abweichenden Streichen NO., die wie Sporen von dem Hauptzuge abgehen. Solche sind: Ahé und Manihi (146°), Takapolo und Takaroa (145°), ferner Raroia (Barclay de Tolly) und Takume (Wolchonsky),

diese beiden zusammen über 60 Kilom. lang (142° 15′), Amanu (140° 45′) und einige kleinere.

Dieser eigenartige, von Agassiz hervorgehobene und auf jeder grösseren Karte deutlich hervortretende Umstand lässt vermuthen, dass der einheitliche, leicht bogenförmige Hauptzug der Paumotu in der That der östliche Aussenrand eines weiteren nur in so wenigen Theilen sichtbar gebliebenen Bogensystem's des östlichen Polynesien ist, und dass die NO. streichenden Atoll's den Beginn eines dritten Bogensystem's anzeigen.

Von diesem dritten Bogensystem, es mag nach dem grössten Atoll Raroia heissen, ist allerdings nur diese Reihe von Spuren sichtbar und jede weitere Fortsetzung bleibt hypothetisch. Die Hypothese beruht auf der Voraussetzung, dass auch hier Durchschneidung der Bogen stattfinde, d. h. dass auch dieser Theil Polynesien's nach dem Plane der ostasiatischen Inselkränze gebaut ist. Die Grenze würde ziehen durch 14° 45′ und 146° 30′, 16° 25′ und 142° 30′, 18° und 140° 55′. —

Unter dem grossen Atoll Rangiroa in NW.-Paumotu erwähnt Agassiz einen 4 oder $4^1/_2$ M. hohen Saum von tertiärem Kalkstein; das wäre ein sichtbar gebliebener Theil des Sockels, noch etwas höher sichtbar auf Niau, auf anderen Atolls kennbar durch Rollsteine im Riff. Gegen den SW.-Rand der Paumotu erscheinen dann in der That einige wenige höhere und gestufte Kalkinseln, so Makatea (Metia bei Dana; II, 401) 70 M. hoch, von wo tertiäre Fossilien, wie jene von Viti Levu, genannt werden und weiter im Südosten Henderson, dessen Kalkstein aber mesozoisch sein könnte (II, 399).

Diese höheren Kalkinseln, Makatea, Niau und Henderson, liegen am SW.-(Innen-)Rande des Hauptzuges der Paumotu.

Die hohen Tahiti- oder Gesellschafts-Inseln, sind von Paumotu durch einen 200 Kilom. breiten und mehr als 4300 M. tiefen Meeresarm getrennt. Während die Paumotu sich zumeist kaum über die Meeresfläche erheben, erreicht die Hauptinsel Tahiti 2231 M. und mehrere andere dieser Inseln übersteigen 1000 M. Sie sind ganz vulcanischen Ursprunges. Trotz dieser Gegensätze liegen sie den Paumotu so auffallend parallel, dass man zu wiederholten Malen den Bestand irgend welcher Beziehungen zwischen diesen beiden einander so völlig unähnlichen

Inselketten vermuthet hat. Sie liegen ebenso innerhalb der kalkigen Paumotu, wie etwa in Tonga die westliche vulcanische Reihe innerhalb der Kalktafeln des Ostens liegt. Nahe 152° 30′ enden sie. Mehetia, nahe 149°, ist noch ein Krater; dann folgt in der gleichen Richtung gegen SW. eine lange Lücke mit Tiefen über 4400 M. und in Hereheretue (S. Paul, 145°), wo man die Fortsetzung vermuthen könnte, beginnt eine Kette von Atolls, noch einmal durch eine eben so grosse Tiefe unterbrochen, dann die Gloucester-Gruppe bildend. Diese Gruppe hat kalkige Unterlage, befindet sich aber gegenüber Paumotu in derselben Lage wie Tahiti. Sie ist ein schmaler Rücken umgeben von Tiefen über 4000 M.

Die weitere Aufzählung der Eilande im Südwesten, wie Gambier, der einzelnen Vulcane in der Cook-Gruppe und der vielen Atolls wäre ziemlich unfruchtbar, da sich Zusammenhang nicht ermitteln liess.

Die Samoa-(Schiffer-)Inseln streichen WNW., entsprechend der Krümmung des von Paumotu und Tahiti herbeiziehenden Bogen's. Dana erkannte, dass auf der Linie der Samoa-Inseln die vulcanische Tätigkeit sich von Ost gegen West verschoben hat;[69] dem haben auch alle späteren Beobachter zugestimmt. Im Osten sind die Spuren der Kratere gänzlich verwischt; in der Mitte des Insel-Zuges, auf Upolu, sind sie in einem langen, dem Streichen entsprechenden Zuge kennbar. Sawaii, die grosse nordwestliche Insel, trägt ganz junge Ausbruchstellen.

Am 29. October 1902 hat auf Sawaii ein lange dauernder Ausbruch begonnen; die Stelle liegt aber nicht am äussersten NW.-Ende der Reihe und der Ausbruch ist daher als ein Rückschreiten aufgefasst worden.[70] Übrigens liegen auch Angaben über einen submarinen Ausbruch vor, der sich im J. 1866 im äussersten Südosten innerhalb der Inselgruppe Manua ereignet haben soll.

Haben wir das Verhältniss von Paumotu zu der Kermadec-Linie richtig aufgefasst, so wird hier der polynesische von dem australischen Bogen durchschnitten.

Hawaii. Mitten aus dem pacifischen Ocean, und zwar aus Tiefen von 4300 bis über 5000 M. erhebt sich eine ausserordentlich lange, von beinahe 180° bis 155° w. L. aus WNW. gegen OSO. gestreckte Reihe von Inseln. In WNW. sind diese Inseln klein und niedrig und zum Theile mit ausserordentlich

steilen unterirdischen Abstürzen.[71] Gegen OSO. tritt unter der Kalksteindecke mehr und mehr die vulcanische Unterlage zu Tage und die Inseln nehmen an Ausdehnung und Höhe zu, bis die grösste, Hawaii, die Reihe abschliesst und auf ihr die mächtigen Vulcane Mauna Kea und Mauna Loa von breiter Basis aus um mehr als 4000 M. den Spiegel des Ocean's überragen.

Der glühende See von Lava auf dem zwischen diesen beiden Riesen gelegenen Kilauea, so wie der ähnliche See auf dem Gipfel des Loa haben so sehr die Aufmerksamkeit der Besucher gefesselt, dass nicht all zu oft von der eigenartigen räumlichen Anordnung der Vulcane gesprochen worden ist.

J. D. Dana hat sie mit grossem Scharfblicke schon bei seinem ersten Besuche wahrgenommen.[72] Dana meint, dass eine von Kauai (22° n. Br.) ausgehende vulcanische Zone sich auf Oahu in zwei leicht divergirende Linien theilt, von denen eine über Ost-Molokai und Maui zu den Vulcanen Kohala und Kea auf Hawaii zieht, während die andere südliche von West-Molokai über Lanai und Kahoolawe Hawaii erreicht, wo ihr die Vulcane Hualalai und Loa angehören. Die Einreihung von Kilauea blieb fraglich; zum Schlusse hat ihn Dana der nördlichen Linie zugetheilt. Dabei wurde hervorgehoben, dass die gegen WNW. gelegenen Vulcane älter, mehr abgetragen, die in der Mitte gelegenen, wie auf Maui, besser erhalten, aber nur die am Ende der Reihe gelegenen noch thätig sind. Diese liegen sämmtlich auf Hawaii, und zwar Hualalai, der noch 1805 und 1811 kleine Ausbrüche an seinen Abhängen hatte, seither aber schweigt, und die heute noch in voller Thätigkeit befindlichen Loa und Kilauea.

Das weist auf eine allgemeine Verschiebung der vulcanischen Thätigkeit gegen OSO. Es ist nicht Vereinigung zu einem einzigen Bogen wie in den Aleuten, noch Wanderung auf Querlinien wie in Mittel-America, sondern Verlängerung einer bestimmten Linie oder doch längeres Beharren an einem Ende dieser Linie oder dieses Paares von Linien.

Bereits im Jahre 1888, als der Vulcan auf Sawaii allerdings noch für erloschen galt, machte derselbe grosse Forscher in einem längeren Schreiben mich aufmerksam, dass auch dort der mächtigste Vulcan am Ende der Inselkette stehe.

Soeben wurde erwähnt, dass eine Angabe über einen submarinen Ausbruch im J. 1866 in SO.-Samoa der Annahme einer

einseitigen Wanderung entgegenstehe. Auch in der Hawaii-Gruppe gibt es nicht wenige kleinere und secundäre Kratere auf den mittleren Inseln, die der Annahme Dana's nicht entsprechen. Hitchcock hat gut erhaltene und offenbar junge Nebenkratere längs der Südküste von Oahu beschrieben.[73] Der bekannteste ist Diamond-Head (Leahi) bei Honolulu. Hier wurden wie an mehreren ähnlichen Ausbruchstellen zahlreiche Korallen und Bruchstücke von Muscheln mit der Asche herausgeschleudert; es kann daher sehr hohe Temperatur nicht geherrscht haben. Ein von anderer Seite herbeigekommener kleinerer Basalt-Strom ist noch jünger als dieser Krater. Korallen- und conchylienführende Bänke, die am Diamond-Head mit Lagen mit Land-Conchylien wechseln, wurden von Dall für tertiär und für Anzeichen von Senkung und nachfolgender Erhebung angesehen. Die Schichten sind gegen das Meer geneigt; Bishop und Branner schreiben der ganzen Bildung äolischen Ursprung zu; es sind herangeblasene Dünen von Korallensand.[74]

Molokai besteht, wie Maui, aus zwei grossen alten Vulcanen. Von diesen ist auf Molokai der westliche stark abgetragen und der östliche ist an einer gewaltigen Verwerfung zum grösseren Theile unter das Meer versenkt. Dana hat die Verwerfung bereits erkannt; Lindgren hat sie beschrieben. Sie streicht OW. und bildet fast das ganze nördliche Ufer der Insel als ein bis zu 1000 M. hoher Absturz. Unter dem Absturze, gegen Norden hinaus, liegt die flache Halbinsel der Aussätzigen, Kalaupapa. Auf diesem gesenkten Theile liegt auch ein kleinerer secundärer Krater.[75]

Die Annahme ist gerechtfertigt, dass Dana's Meinung für die grossen Vulcane Geltung hat, dass aber nach dem Erlöschen des Hauptkrater's noch sporadische geringere Eruptionen an den Abhängen und am Fusse der alten Riesen eingetreten sind. Damit stimmen auch Dutton's Ansichten über diesen Gegenstand überein.[76]

Die Laven der Hawaii-Inseln sind als vorwiegend Feldspath-Basalte oder als Olivin-Basalte beschrieben worden, je nach dem Orte der Aufsammlung. Dutton hebt das gänzliche Fehlen von sauren Gesteinen und die „phaenomenale" Menge von Olivin und Augit, namentlich des ersteren, in den meisten jüngeren Ergüssen des Mauna Loa hervor. Von einer Stelle des grossen Absturzes auf Molokai nennt Lindgren sehr grobkörnigen Olivin-Diabas als ein abweichendes Gestein, das auch auf Kauai vorkommen soll.

Möhle beschreibt Olivin-Gabbro von Molokai, auch Olivin-Bomben aus jüngeren secundären Ausbruchstellen von Oahu.[77]

Uebersicht. Mit dem Paumotu-Bogen und den Raroia-Spuren im Süden und der Hawaii-Zone im Norden enden in Oceanien die einigermaassen kennbaren Leitlinien. Jenseits dieser Grenze treten entweder einzelne Inseln auf oder nicht reihenförmig geordnete Gruppen.

Für die Marquesas mag diese Unterscheidung fraglich bleiben. Sie sind eine 350 Kilom. lange Reihe von Inseln, in vier Gruppen von NW. gegen SO. geordnet. Mit Ausnahme eines kleines Eilandes im äussersten Nordwesten und einiger geringer und vereinzelter Vorkommnisse sind auf den Marquesas keine Korallenbänke vorhanden, auch kaum ein Ufersaum. Die Inseln sind hoch, felsig und fallen in steilen Wänden zum Meere ab. Sie werden für basaltisch gehalten, aber ein älterer Bericht von Jardin weist auf Mannigfaltigkeit der Felsarten. Insbesondere werden von Nukahiva Peridotit und ein vermuthlich gabbroartiges Gestein angeführt und mit diesen ein feinkörniger Leptynit mit mikroskopischen Granaten.[78]

Weder von den Marquesas noch von irgend einer der weiter vorliegenden zerstreuten Inseln kennt man bis zur unmittelbaren Nähe der americanischen Küste irgend eine Spur von anderen als vulcanischen Gesteinen, selten nur begleitet von jüngerem Korallen- oder Lithothamnien-Kalkstein. Die Osterinsel, obwohl, bis auf zwei kleine Riffe im Südwesten, von einheitlichem Umrisse, besteht thatsächlich aus einer Gruppe von Kraterbergen.[79] Die Galapagos sind ein Archipel von Kraterbergen ohne kennbare lineare Anordnung.[80]

Diese Gruppen gleichen mehr der gruppenförmigen Anordnung der atlantischen Inseln und die reihenförmige Anordnung, welche Polynesien beherrscht, erreicht nicht die Nähe der americanischen Westküste.

Die Convexität des Bogen's der Aleuten ist gegen Süd, jene der Kurilen und der folgenden asiatischen Bogen gegen Ost und jene der oceanischen Bogen bis Hawaii gegen Nordost gerichtet. Alle Bogen scheinen jenem Gebiete des Ocean's zuzustreben, dem die reihenförmige Anordnung fehlt, und wo entweder Inseln überhaupt nicht vorkommen oder die gruppenförmige, atlantische Anordnung herrscht.

Je grösser die Entfernung von Australien, um so seltener werden die Spuren alten Festlandes; endlich bleiben nur Vulcane und Atoll-Kränze zurück, die kaum über den Meeresspiegel emporragen. Diese sind aber, soweit sie Reihen darstellen, die Projectionen unterseeischer Leitlinien auf die Meeresfläche (II, 405).

An der Hand der Forschungen der beiden letzten Jahrzehnte unterscheiden wir in einem Atoll den Sockel und die Krönung. Man kann zuweilen noch einen Unterbau des Sockels, nämlich ein Stück alten Gebirges sehen, wie in Entrecasteaux, oder solchen alten Unterbau bekleidet mit Sedimenten verschiedenen Alter's bis zur Tertiärzeit herauf, die den Sockel bilden, wie in Viti Levu, oder nur eine tertiäre Tafel, wie Makatea (W. Paumotu) oder es zeigt sich nur vulcanisches Gestein oder ein thätiger Vulcan.

Neu-Guinea und Espiritu Santo haben gezeigt, dass postmiocäne Faltung keineswegs ausgeschlossen ist. Eine in der Ruhe der Tiefen aufgefaltete Kette ist verschont von den zerstörenden Einflüssen der Atmosphäre. Erst indem die Wirkung der Wellen erreicht wird, ändert sich die Sachlage. Was über die Meeresfläche selbst aufragt, unterliegt der sägenden Brandung, den Regengüssen und Stürmen; tiefe Thalfurchen werden gegraben; Dolinen und Verkarstung entstehen auf dem Kalkstein. Oft unterliegt dieser völlig und wird abgetragen zu einer kaum vom Meere überspülten Tafel.

Auch der Vulcan mag in den Tiefen ungestört seinen Kegel aufschütten; er wird, wenn die eruptive Thätigkeit hinreicht, die Linie der Wellenwirkung übersteigen, aber, weniger widerstandsfähig als anderes Gebirge, wird die Asche rascher abgeschwemmt. So wurde es von Graham Island (Julia) erwähnt (II, 404) und ebenso hat es Lister von Falcon (Tonga) beschrieben.

An solche durch Abtragung des Sockels entstandene Flächen, mögen sie aus Kalkstein oder vulcanischem Gestein bestehen, mag sich unmittelbar die Krönung heften. Diesen Thatbestand hat Agassiz an vielen Beispielen erwiesen und zu einem ähnlichen Ergebnisse ist Voeltzkow an den Korallen-Inseln des indischen Ocean's gelangt.

Die Steilheit des äusseren Abfalles solcher Eilande mag einigermaassen verständlich sein, wo es sich um einen abgetragenen Vulcan handelt, aber es ist wenig wahrscheinlich, dass alle diese Inseln auf Vulcanen ruhen, und die umliegenden Tiefen

sind gross. In den Paumotu gibt Agassiz an, dass die westlichen Inseln muthmaasslich von der Isobathe von 800 Fad. (1403 M.) umfasst werden; gegen SW., etwa in der Mitte des Weges nach Tahiti wurden dagegen über 5000 M. und beiläufig in derselben Entfernung gegen NO. 5751 M. gelothet.[81]

Es empfiehlt sich, den werthvollen Erfahrungen des Challenger und den Darstellungen Murray's mehr Raum zu geben, als hier bisher geschehen ist (II, 403). Man darf sich vorstellen, dass kleine kalkige Gehäuse in Menge zu Boden sinken, in grossen Tiefen gelöst werden, dagegen in mittleren und geringeren Tiefen sich anhäufen. In den Tiefen gelangt nur rother Thon in geringer Menge zur Ablagerung, auf jenen unterseeischen Erhöhungen dagegen, die den Horizont der Lösung der Carbonate überragen, erfolgt Anhäufung. Die Folge ist eine Uebertreibung des Relief's. Auf diese Art bleiben die Tiefen bestehen, während die Rücken höher werden und thurmartig heranwachsen mögen.

So mag bei langer Ruhe und in langer Zeit nicht nur ein mächtiger Sockel von Kalkstein entstehen, sondern es mag auch in entfernter Zeit, als der Spiegel des Ocean's ein höherer war, die Ablagerung von Kalkstein noch über den heutigen Spiegel emporgewachsen sein. Unterbrochene negative Bewegung hat ihn dann stufenförmig abgetragen und drei, zwei oder ein Stockwerk zurückgelassen oder endlich nur die Platte, auf der die Krönung haftet. In den meisten Fällen ist auch diese unsichtbar.

Sehr begreiflich ist, dass der umfassende Geist Ch. Darwin's beim Anblicke der Atolls den Eindruck von allgemeiner Senkung erhielt. Ebenso begreiflich ist, dass im Gegensatze dazu die abgestuften Inseln wie Lifu (Loyalty-Inseln, II, 400, Fig. 31) als Beweise von Hebung angesehen wurden, ebenso auch dass Landkarten entstanden sind, welche den Ocean als ein Gebiet von regellos wechselnden Hebungen und Senkungen darstellen.

Die regelmässigen Stufen müssen vor Allem von den jungen Faltungen getrennt werden, welche wohl im Stande sind, wie auf Espiritu Santo vorhandene Stufen zu entstalten, aber niemals horizontal durch Breitegrade hinlaufende Stufen zu erzeugen vermögen. Wo bestimmbare Fossilien vorliegen, wie in dem gestuften Kalkstein von Christmas-Eiland, S. von Java, oder die von Agassiz mehrmals erwähnten Spuren der etwa gleich alten Vicksburg-Stufe, da schwinden alle Zweifel und man sieht, dass der

Aufbau des Sockel's wenigstens seit der aquitanischen Zeit begonnen hat. Dort, wo die tertiären Kalksteine durch tektonische Faltungen ihre Höhe erreicht haben, erlangen auch die Atoll's ein bestimmtes Streichen, wie in den Paumotu.

Die höchste deutliche Stufe wurde hier früher mit 100 M. angenommen. Neuere Beobachtungen versetzen sie in etwa 500 Fuss (152·4 M.).

Aehnlich ist es bei vulcanischem Sockel.

Als Graham-Eiland (Julia, Ferdinandea) im Sommer 1831 erschien, meinte man, ein neues Gebirge könnte Sicilien und Tunis verbinden, Malta seine militärische Wichtigkeit verlieren, die Strasse von Messina könne die Bedeutung jener von Gibraltar erlangen, und die politische Bewegung jener Tage drückt sich sogar in dem Streit um den Namen aus.[82] Hervorragende Forscher überschätzen auch heute noch die erhebende Thätigkeit der Vulcane. Diese vermögen einzelne lose Schollen oder Stücke zu beträchtlicher Höhe zu tragen, wie ein grosser Stock von Goniastraea zeigt, der in Viti Levu in 393 M. in vulcanischem Tuff gefunden worden ist. Sie vermögen auch durch seitliche Intrusion von Lagergängen oder sonstwie geringere, räumlich beschränkte Erhebungen zu veranlassen, wie am Serapis-Tempel. So ausgedehnte und so gleichförmige Bewegungen, wie sie an gestuften Inseln auftreten, bringen sie nicht hervor, und auch an Inseln und Küsten, die ganz fern von Vulcanen liegen, sieht man ähnliche Abstufungen. Es muss aber eingestanden werden, dass trotz der ausgezeichneten Forschungen der neuesten Zeit und trotz der Einwürfe, die Semper, Murray, Agassiz und so viele andere treffliche Beobachter gegen die Ansichten von Darwin und Dana geäussert haben, dennoch die Tiefe der umschlossenen Lagunen nicht völlig erklärt wurde. Es ist daher noch immer die Meinung begründet, dass die Krönung durch Korallen unter positiver Bewegung aufgebaut wird (II, 407). Am besten scheint dem heutigen Stande der Erfahrungen die Annahme zu entsprechen, dass zweierlei Bewegungen der Strandlinie vor sich gehen, nämlich eine geringe und andauernde positive Bewegung, von Zeit zu Zeit unterbrochen durch eine vorübergehende negative Episode, die eine neue Abstufung hervorbringt. Dass in Oceanien die negative Summe höher ist, zeigt das Vorhandensein der abgestuften Inseln.

# Anmerkungen zu Abschnitt XVIII: Oceaniden.

1 Al. Agassiz, Visit to the Great Barrier Reef of Australia; Bull. Mus. Comp. Zool. Cambridge, Mass. 1898, XXVIII, p. 95—148, Karten.

2 J. W. Gregory, Geography of Victoria; $8^0$, Melbourne, 1903, p. 32 u. folg.

3 A. C. Haddon, W. J. Sollas and G. A. J. Cole, Geol. of Torres Straits; Trans. Roy. Irish Soc., 1894, XXX, p. 419—476, Karte. Die Murray-Inseln, Uga und Erub, bestehen aus jüngeren Laven.

4 E. Philippi, Geol. Beschr. d. Gaussberges, aus: Deutsche Südpolar-Expedit. 1901—1903, hggeb. von Er. v. Drygalski, II, S. 49—71.

5 David, Smith and Schofield, Notes on Antarct. Rocks, coll. by Mr. C. E. Borchgrevink; Journ. Proc. Roy Soc. N. S. Wales, 1895, XXIX, p. 461—492; G. T. Prior, Petrogr. Notes on the Rock specim. coll. in Antarct. Regions dur. the voy. of H. M. S. Erebus and Terror under Sir J. C. Ross; Min. Mag. 1900, XII, p. 69—91.

6 Capt. Rob. F. Scott, Voyage of the „Discovery"; 2 Bde., $8^0$, Karten, London 1905; insbes. H. T. Ferrar, Summary of geol. Observations, II, p. 437—468, und Nat. Antarctic Exped. 1901—04; Nat. History; I, Geology; $4^0$, 1907, 160 pp., Karten (hggeb. v. Brit. Mus.).

7 Verbeek, Descript. géol. de l'île d'Ambon; Jaarb. Mijnvez. 1905, XXXIV, 323 pp., Atlas.

8 A. Supan, Die Bodenformen d. Weltmeeres; Peterm. Mitth. 1899, S. 177—196, Karte, insbes. S. 180; ders. Die Sundagräben d. Malaisch. Archipels; ebendas. 1907, S. 70—71, Karte.

9 Are Ocean Depths Permanent?; Nat. Science, March, 1893, p. 180—187, insbes. p. 181.

10 G. Schott und P. Perlewitz, Lotungen J. N. M. S. „Edi" u. des Kabeldampfers „Stephan"; Arch. deutsch. Seewarte, 1906, XXIX, No. 2, 38 SS., Karten.

11 S. Yoshiwara, Geol. Age of the Bonin Isl.; Geol. Mag. 1902, Dec. IV, Vol. IX, p. 296—303, Karte.

12 Zeitschr. Ges. Erdk. 1905, S. 382; am 2. Januar 1905 war sie etwa 150 M. hoch.

13 Fritz, Bericht üb. die Insel Rota (Marian.) $14^0$ 7′ 30″; Mitth. deutsch. Schutzgeb. 1901, XIV, S. 194—204, und dess. Reise nach d. N. Mariannen; ebendas. 1902, XV, S. 96—118.

14 Al. Agassiz, Coral Reefs of the tropical Pacific (Reports on the Scient. Results of the Exped. by the Steamer „Albatross", IV); Mem. Mus. Comp. Zool. Harvard Coll., 1903, XXVIII, 410 pp., Karten, insbes. p. 365 u. folg. Vom Farallon de Pajaros nennt E. Kaiser Augit-Andesit und von Saipan Andesit-Obsidian; Jahrb. pr. Landesanst. 1903, XXIV, S. 114 u. folg.

15 G. Volkens, Ueb. d. Karolinen-Insel Yap; Verh. Ges. Erdkunde, Berlin, 1901, XXVIII, S. 62—76, Karte; Er. Kaiser, Beitr. z. Petrogr. u. Geol. d. deutsch. Südsee-Inseln; Jahrb. pr. geol. Landesanst. 1903, XXIV, S. 91—121, Karte; insbes. S. 114 u. folg.

16 J. M. Flint, Contrib. to the Oceanogr. of the Pacif.; Bull. U. S. Nat. Mus. Washington, 1905, No. 55, 62 pp., Karten.

17 J. Kubary, Die Palau-Inseln in d. Südsee; Journ. d. Mus. Godeffroy, 1873, IV, S. 177—238; A. Wichmann, Zur geol. Kenntn. d. Palau-Inseln; ebendas. 1875, VIII, S. 255—259; Karte dieser Inseln von L. Friederichsen ebendas. IV, Taf. I; K. Oebbeke, Neu. Jahrb. f. Min., 1881; Er. Kaiser, Jahrb. pr. Landesanst. 1903, XXIV, S. 113.

18 W. Brennecke, Forschungsreise S. M. S. „Planet"; Ann. d. Hydrogr., 1907, S. 193—198.

19 J. D. Dana, Manual of Geol., 2. ed. 1875, p. 29 u. folg., u. an and. O. Von späteren Versuchen sei genannt: Th. Arldt, Parallelism. d. Inselkett. Oceanien's; Zeitschr. Ges. Erdk., 1906, S. 323—346 u. 385—404, Karte.

20 Percy Smith, Geol. Notes on the Kermadec Group; Trans. N. Zeal. Instit., 1887, XX, p. 333—344.

21 A. P. W. Thomas, Notes on the Rocks of the Kermadec Isl.; ebendas. p. 311—315. Die Blöcke scheinen heraufgeschleudert; es ist unsicher ob sie von höherem Alter, oder ob sie Erzeugnisse aus der Tiefe der Esse sind. Von Macaulay-Isl. nennt Speight Tachylit; sonst herrschen Andesite; ebendas. 1895, XXVIII, p. 625—627.

22 J. J. Lister, Notes on the Geol. of the Tonga Isl.; Quart. Journ. Geol. Soc., 1891, XLIV, p. 590—617, Karte; ders. Geogr. Journ., 1890, XII, p. 157; viele Einzelheiten gibt Colem. Phillips, The Volc. of the Pacific; Trans. and Proc. N. Zealand Inst., 1898, XXXI, p. 510—551; 1899, XXXII, p. 188—212; nach einer hier (XXXI, p. 514) mitgeteilten Note Hector's wäre Falcon ein rhyolitischer Ausbruch, ein in diesen Gebieten seltener, an N. Seeland erinnernder Fall. Eine Karte der Tiefen gibt O. Krümmel, Die tiefste Depression des Meeresbodens; Hettner's Geogr. Zeitschr., 1899, V, S. 509—512, Taf. 10; auch Al. Agassiz, Coral Reefs, p. 175—203, pl. 213, 214. Die letztere Karte zeigt den Gegensatz der beiden Inselreihen.

23 Ein ausserhalb der S. Fortsetzung (Taupo-Zone), doch innerhalb der muthmaasslichen Fortsetzung der grossen Tiefen gelegener submariner Ausbruch hat ausserhalb der Open Bay, N. Seeland, am 1. December 1877 stattgefunden; Ann. d. Hydrogr., 1878, VI, S. 370; auch Rudolph, Submar. Erdbeb. u. Erupt.; Gerland, Beitr. z. Geophys., 1887, I, S. 359. — J. Jensen, Geol. of Samoa and Erupt. in Savaii; Proc. Linn. Soc. N. S. Wales, 1906, XXXI, p. 641—672, insbes. p. 661 u. folg.

24 Rob. Jack and Rob. Etheridge jun., Geol. and Palaeont. of Queensland and N. Guinea; $8^0$, Brisbane, 1892, mit Karte und Atlas, p. 696 u. folg.

25 A. J. Ten Brink, Het „Sneeuwgebergte" op Nieuw-Guinea; Natuurk. Tijdschr. v. Nederl. Indië, 1893, LII, p. 41—75; J. W. Ijzerman, Bericht in Tijdschr. Nederl. Aardrijksk. Genootsch. 1904, XXI, p. 339—354, Karte.

26 A. Gibb Maitland, Geol. Observations in Brit. New Guinea in 1891; Blue Book, Queensland, 1892, 30 pp., Karten; auch ders. Salient geol. Features of Br. N. Guinea; W. Austr. Nat. hist. Soc., 11. April, 1905, 26 pp. Eine Copie von Maitland's geologischer Karte dieses Gebietes gibt Haddon, Geogr. Journ., 1900, XVI, p. 268.

27 Tenison-Woods, Proc. Linn. Soc. N. S. Wales, 1883, VII, p. 381.

28 P. P. Jullien et de Rycke, Deux voyages d'exploration; Comptes rend. de la Soc. de Géogr. Paris, 1898, p. 206—209, Karte.

29 W. Macgregor, Journey to the Summit of the Owen Stanley Range, N. Guinea; Proc. Geogr. Soc., 1890, new ser. XII, p. 193—223, Karte.

30 Ders. Proc. Geogr. Soc., 1892, p. 327; H. R. Maguire, Impressions of a Year's Sojourn in Brit. N. Guinea; Queensland Geogr. Journ., 1901/02, new ser. XVII, p. 117—143, insbes. p. 135 u. folg.

31 Maitland, am ang. O. p. 22 u. folg.

32 Freih. v. Schleinitz, Beschr. d. N. Küste von Kais. Wilhelms-Land von Kap Cretin bis zu den Legoarant-Inseln; Nachricht. über K. Wilh.-Land u. d. Bismarck-Archipel, herausgeg. v. d. N. Guinea-Compagnie zu Berlin; 1889, V, S. 48—87, Karte, insbes. S. 55.

33 H. Rüdiger, Der Hüon-Golf im SO. von K.-Wilhelms-Land; Verh. Ges. f. Erdk., Berlin, 1897, XXIV, S. 280—295, Karte, insbes. S. 288 u. 293.

34 Schneider, Nachricht. v. K.-Wilh.-Land, 1886, II, S. 85 u. folg.; Warburg, ebendas. 1890, VI, S. 20; Karte in 1889, V.

35 Winter und Hellwig, Finisterre-Gebirge; ebendas. 1889, V, S. 3—15, Karte.

36 K. Lauterbach, ebendas. 1896, S. 39, und Bericht üb. d. K.-Wilhelm-Land-Expedit. im J. 1896; Verh. Ges. Erdk. Berlin, 1897, XXIV, S. 51—69, Karte, insbes. S. 53, und: Die geograph. Ergebnisse der K.-Wilhelms-Land-Expedition; Zeitschr. Ges. f. Erdk., 1898, XXXIII, S. 141—175, Karten.

37 Die Identität des Ramu- und des Ottilien-Flusses wurde später durch Tappenbeck festgestellt; Nachr. v. K.-Wilh.-Land, 1898, S. 51—59, Karte.

38 A. Wichmann's Berichte in Bullet. No. 43, 44 u. 46 der Maatsch. van het Natuurkund. Onderzoek d. Nederland. Kolon. (N.-Guinea-Exped. 1903, Bull. No. 3, 4 u. 6), $8^0$, Leiden.

39 C. Schlumberger hat gefunden, dass ein sog. Alveolinen-Kalk aus NW. Neu-Guinea nicht Alveolinen, sondern eine neue Art der bisher nur aus der Kreide bekannten Gattung Lacazina (Lac. Wichmanni) enthalte; das eocäne Alter müsse durch andere zugleich auftretende Fossilien begründet sein. Als solche nennt Martin Orbitoides und Cycloclypeus; Bull. soc. géol., 1894, 3. sér., XXII, p. 295—298.

40 G. Boehm, Beitr. z. Geol. v. Niederländ.-Indien; 1. Abth. Südküsten der Sula-Ins. Taliabu u. Mangoli; 1. Abschn. Grenzschichten zw. Jura u. Kreide; Palaeontogr. 1904, Suppl. IV, 46 SS.; ders. Geol. Mitth. aus d. Indo-Austral. Archipel; I, Neu. Jahrb. f. Min., 1906, Beil. Bd. XXII, S. 385—412, Karte, u. an and. O.

41 J. Wanner, Geol. Mitth. u. s. w. III, Zur Geol. u. Geogr. von W. Buru; ebendas. 1907, Beil. Bd. XXIV, S. 133—160 und IV, Triaspetr. d. Molukken u. d. Timorarchipels; ebendas. S. 161—175.

42 G. Boehm, Geol. Mitth., I, S. 404.

43 R. Pöch, Zeitschr. Ges. Erdk., 1907, S. 163.

44 H. Hirschi, Geol. Mitth. u. s. w.; V. Zur Geol. u. Geogr. v. Portugies. Timor; Neu. Jahrb. f. Min., 1907, Beil. Bd. XXIV, S. 460—474, Karten.

45 Wilfr. Powell, Proc. Geogr. Soc., 1883, new ser. IV, p. 511; Kärnbach, Nachrichten, 1893, IX, S. 43.

46 Freih. v. Schleinitz, Begleitw. zur Karte d. N. Küste des W. Theiles der Insel Neu-Pommern; Zeitschr. Ges. Erdk., 1896, XXXI, S. 137—154, Karte; ders. Begleitw. zur Karte des O. Theiles, ebendas. 1897, XXXII, S. 349—359, Karte, auch Nachrichten, 1889, V, S. 81. In Rook Insel ist es möglich, dass zwei kegelförmige Spitzen von etwa 2000 M. im SO. der Insel Vulcane seien, doch nicht sichergestellt. Von dieser Insel soll die Katastrophe vom 13. Februar 1888 ausgegangen sein, deren gewaltige Fluthwelle an der Küste Neu-Pommern's die Reisenden v. Below und Hunstein und ihre ganze Expedition fortspülte.

47 Joach. Graf Pfeil, Studien und Beob. aus der Südsee; $8^0$, Braunschweig, 1899, S. 190.

48 A. Liversidge, Rocks from N. Britain and N. Ireland; Journ. Proc. R. Soc. N. S. Wales, 1882, XVI, p. 47—51.

49 A. Hahl, Bismarck-Archipel u. Salomons-Inseln; Mitth. d. Schutzg., 1899, XII, S. 111, 112; G. Thilenius, Geol. Not. aus d. Bismarck-Archip.; Globus, 1900, S. 201—203; Pflüger, Geol. Bemerk. üb. d. Bismarck-Archip.; Mitth. d. Schutzg., 1901, XIV, S. 131—138; hier wird erwähnt, dass vom Baining-Gebirge (Neu-Pommern) Augitgranit und Syenit herabkommen.

50 H. Freih. v. Foullon, Reiseskizz. aus Australien; Verh. geol. Reichsanst., 1894, S. 164; Hansel, Ueb. einige Eruptivgest. von d. Inselgruppe d. Neu. Hebrid., im Jahresber. Staats-Ober-Realschule XVIII. Bez. Wien, 1901, 56 SS.

51 Foullon schreibt zu diesem Kalkstein: „Anstehend zwischen zwei Bächen, mündend in die Wanderer-Bai" (SW.-Küste).

52 H. B. Guppy, Solomon Islands, their Geol. etc., $8^0$, Lond., 1887, Karten; dess. Observ. on the Recent Calcar. Formations of the Sol. Group; Trans. Edinb. R. Soc., 1887, XXXII, p. 545—581; W. W. Watts and E. T. Newton, Notes on Rocks from Sol. Isl.; Geol. Mag., 1896, p. 358—365 (betrifft vulcanische Gesteine von Neu-Georgia); Judd, ebendas. p. 30. Von Ysabel brachte schon d'Urville Serpentin.

53 Davidson hielt die Art für übereinstimmend mit der bisher in einem einzigen Exemplar lebend in Fidji getroffenen Rhynch. Grayi; Guppy zweifelt; dess. Sol. Isl. p. 82, 120, und Rec. Calc. Form., p. 565. Es dürfte wohl ein mesozoischer Kalkstein sein.

54 Hochstetter, Reise d. Novara, II, S. 153.

55 D. Mawson, Geol. of the New Hebrides; Proc. Linn. Soc. N. S. Wales, 1905, p. 400—485, Karten. Bereits im Sommer 1901 hat eine Schaar unternehmender französischer Ansiedler, von Vaté u. anderen Inseln der Neu-Hebriden kommend, Espiritu Santo auf zwei Linien durchquert; Bolet. Soc. Geogr. Lisboa, 1903, p. 389—392, Karte.

56 H. E. Purey-Cust, Eruption of Ambrym-Island, 1894; Geogr. Journ., 1896, VIII, p. 585—602, Karte; einzelne dieser Vulcane beschrieb C. C Frederick, Geol. Notes on cert. Islands in the N. Hebrides; Quart. Journ. geol. Soc., 1893, XLIV, p. 227—232 (mit Anhängen von Teall u. Hinde). Für frühere Ausbrüche Ann. d. Hydrogr., 1878, VI, S. 370—374.

57 A. Bertrand, L'Archip. de la Nouv. Caléd.; $8^0$, Paris, 1895, 458 pp., Karten; hier wurde Pelatan's geol. Karte wiedergegeben. Ueber den geol. Bau p. 54—96; insbes. p. 73, 80. Pelatan betrachtet den Serpentin als einen Erguss. Piroutet, Note prélim. sur la Géol. d'une Partie de la N. Calédonie; Bull. soc. géol., 1903, 4. sér., III, p. 155—177, Karte, insbes. p. 173 u. folg. E. Glasser, Richesses minér. de la N. Calédonie; Ann. d. Mines, Mém., 1903, 10. sér., IV, p. 299—392, 397—536 und V, p. 29—154, 503—701, Karten, insbes. IV, p. 352 u. folg.; M. Lévy, Comptes rend. 7. Nov. 1904, p. 716.

58 Deprat et Piroutet, Sur l'existence et la situat. tectonique anormale de dépôts éocenes en Nouv. Caléd.; Comptes rend. 16. Janv. 1905, p. 158—160; J. Deprat, Les Dépots Eoc. Néo-Calédon.; Bull. soc. géol., 1905, 4. sér., V, p. 485—516.

59 Kilian et Piroutet, Bull. soc. géol., 1905, 4. sér., V, p. 113.

60 A. Kirchhoff, Umrisse zu einer Landeskunde d. Carolinen; Hettner's Geogr. Zeitschr., 1899, V, S. 545—562; Aug. Krämer, Nauru; Globus, 1898, LXXIV, S. 153—158 u. an and. O.; Christian, Esplor. Carol. Isl.; Geogr. Journ., 1899, XIII, p. 105—136, und ders. Scot. Geogr. Mag., 1899, XV, p. 169—178; Friedrichsen, Carolin.; Mitth. Geogr. Ges. Hamburg, 1901, XVII, S. 1—27 u. an and. O.

61 Th. Kleinschmidt's Reisen auf den Viti-Inseln; Journ. d. Museum's Godeffroy, XIV, 1879, S. 249—283; A. Wichmann, Beitrag z. Petrographie d. Viti-Archipels; Tschermak, Min. Mitth., 1883, V, S. 2—60.

62 A. Agassiz, Islands and Coral Reefs of Fiji; Bull. Mus. Comp. Zool. Harv. Coll., 1899, XXXIII, 167 pp., Karten; E. C. Andrews, Notes on the Limestones and gen. Geol. of the Fiji Isl. with spec. Reference to the Lau Group etc.; ebendas. 1900, XXXVIII, Geol. Ser. V, No. 1, 50 pp., Karten.

63 W. G. Woolnough, Continental Origin of Fiji; Proc. Linn. Soc. N. S. Wales, 1903, XXVIII, p. 457—496 u. 500—540, Karte; dess. A Contrib. to the Geol. of Viti Levu; ebendas. 1907, XXXII, p. 431—474, Karte.

64 Al. Agassiz, Tertiary elevated Limestone Reefs of Fiji; Am. Journ. Sc., 1898, 4. ser., V, p. 165—167.

65 H. B. Guppy, Observ. of a Naturalist in the Pacific; I, Vanua Levu, A Descript. of its leading Phys. and Geol. characters; $8^0$, London, 1903, 392 pp., Karte.

66 S. H. Cox, Geol. of the Rodney and Marsden counties; Rep. Geol. Explor. 1879/80, p. 13—38, Karte; insbes. p. 23; dess. Gold Fields of the Cape Coleville Peninsula; ebendas. 1882, p. 4—51, Karte; insbes. p. 6, 11, 13 u. A.; C. Fraser and J. H. Adams, The Geol. of the Coromandel Subdiv.; New Zeal. Geol. Surv.; Bullet No. 4, 1907, 154 pp., Karten, insbes. p. 26.

67 A. M'Kay, Geol. of the Kawhia Distr.; ebendas. 1883/84, p. 140—148, Karte. In der Kreide des oberen Waipa (O. von Kawhia) treten Blöcke von Granit u. Gneiss auf, obgleich solche Felsarten in der ganzen Nordinsel nicht anstehen; J. Park, Trans. and Proc. N. Zeal. Inst., 1892, XXV, p. 353—362.

68 Al. Agassiz, Coral Reefs of Trop. Pacif. 7—134, Karten, 201—207.

69 J. D. Dana. A dissected volcanic Mountain, some of its revelations; Am. Journ. Sc., 1886, 3. ser., XXXII, p. 247—255.

70 G. Wegener, Die vulcan. Ausbrüche auf Sawaii; Zeitschr. Ges. Erdk., 1903, S. 208—219; Reinecke, Peterm. Mitth., 1906, S. 86—88; Manavanu Ausbruch, Zeitschr. Ges. Erdk., 1906, S. 686—709, Karte; Jensen vermuthet, dass die vulcan. Linien Tonga u. Samoa sich durchschneiden (vgl. Anm. 23).

71 Ein unterseeisches Riff, SW. von Midway Eil., stürzt in der Entfernung von etwa 2880 M. um 2320 M. ab (von — 249 auf — 2469 M.); Flint (Anm. 16), p. 5.

72 J. D. Dana, Hist. of the Changes in the M. Loa Craters; Am. Journ. Sc., 1888, XXXVI, p. 167—172.

73 C. H. Hitchcock, Geol. of Oahu; Bull. geol. soc. Am., 1900, XI, p. 15—57, u. W. H. Dall, Notes on the tert. Geol. of Oahu; ebendas. p. 57—60, Karten.

74 S. E. Bishop. Brevity of Tuff-Cone Eruptions; Am. Geologist, 1901, XXVII, p. 1—5; J. C. Branner, Notes on the Geol. of the Hawaiian Isl.; Am. Journ. Sc., 1903, 4. ser., XVI, p. 301—316. Dagegen Hitchcock, Bull. Geol. Soc. Am., 1906, XVII, p. 469—484, Karte.

75 Wald. Lindgren, Water Resources of Molokai; U. S. Geol. Surv. Water Supply and Irrig. Papers, 1903, No. 77, 62 pp., Karte, insbes. p. 12—15; auch H. Schauinsland, Ein Besuch auf Molokai, der Insel der Aussätzigen; Abh. Naturw. Ver. Bremen, 1900, XVI, S. 513—543.

76 C. E. Dutton, Hawaiian Volcanoes; U. S. Geol. Surv., IV, Ann. Rep. 1884, p. 81—219, Karten, insbes. p. 217.

77 F. Möhle, Beitr. z. Petrogr. d. Sandwich- u. Samoa-Inseln; Neu. Jahrb. f. Min., 1902, Beilage Bd. XV, S. 66—104, insbes. S. 80 u. 84.

78 E. Jardin, Essai sur l'Hist. nat. de l'Archipel de Mendana ou des Marquises; Mém. Soc. Sc. nat. de Cherbourg, 1856, IV, p. 49—64, insbes. p. 58; die Bestimmung der Felsarten rührt von Ch. d'Orbigny her; auch hier wird ein Conglomerat erwähnt „de fragments de scories et de fragments trachytiques micacés, à pâte de cinérite, et s'amoncellent autour de blocs de péridotite porphyroïde, à cristaux de pyroxène et de péridot". Aehnliche Felsarten meldet Grange (Dumont d'Urville), Voy. au Pôle Sud, Géologie, 1854, II, p. 210.

79 Ch. Vélain, Roches Volc. de l'Ile de Pâques; Bull. soc. géol., 1889, 3. sér., VII, p. 415—429, Kärtchen; Vere Barclay, Miss. à l'Ile de Pâques; Comptes rend. soc. géogr. Paris, ann. 1899 (1900), p. 169—176, Karte; eine Reihe anderer Schriften von Geissel, Cooke, Agassiz u. And. beschäftigt sich mit den riesigen Bildwerken dieser Insel. Dass diese in Reihen nach derselben Himmelsrichtung umgestürzt sind, darf als eine Bestätigung der allgemeinen Annahme gelten, dass eine Katastrophe die Insel heimgesucht hat; vgl. Agassiz, General Report of Albatross Exped.; Mem. Mus. Comp. Zool. Harvard Coll., 1906, XXXIII, pl. 29. In der Adelsberger Höhle meinte ich einmal zu bemerken, dass zahlreiche ältere Tropfstein-Säulen nach der gleichen Richtung gestürzt seien.

80 Th. Wolf, Besuch d. Galapagos-Inseln; Samml. von Vorträgen hgegeb. von Frommel u. Pfaff; $8^0$, Heidelberg, 1879, S. 259—300, Karte; G. Baur, New Observ. on the Origin of the Galapagos Isl. with remarks on the Geol. Age of the Pacif. Ocean; Americ. Naturalist, 1897, XXXI, p. 661—680 u. 864—896.

81 Al. Agassiz, Coral Reefs of the Trop. Pacif., p. 25 u. folg.

82 J. Gosselet, Constant Prévost, Coup d'oeil rétrospectif; Ann. Soc. géol. du Nord, 1896, XXV, p. 211, 229.

Nachtrag. Hr. Speight vom Canterbury College (N. Seeland) hat die Güte gehabt, mir ein Zeitungsblatt zu senden, welches die glückliche Rückkehr einer an die südlichen Inseln gesandten wissenschaftlichen Expedition und zugleich das Ergebniss meldet, dass die Snares, die Campbell- und die Auckland-Inseln alte Felsarten enthalten und jedenfalls als Theile eines alten Festlandes anzusehen sind.

# NEUNZEHNTER ABSCHNITT.

## Eintritt der asiatischen Inselkränze nach America.

Einleitung. Taimyr. — 1. Anadyriden. — Werchojan'scher Bogen. — Delta der Lena. — Jana, Indigirka, Kolyma. — Penschina und Anadyr. — 2. Alaskiden. — Rumanzof-Gebirge. — Seward- und Tschutschken-Halbinseln. — Alaska-Gebirge. — Halbinsel Alaska. — Aleuten. — Kenai-Gebirge. — Uebersicht.

In den nachfolgenden Seiten soll zuerst im Anschlusse an das über Inselkränze bereits Gesagte der Nordosten Asien's näher betrachtet und hierauf sollen seine Beziehungen zu America aufgesucht werden.

Lange und schmale Vortiefen, weit tiefer als der etwa — 4000 bis 5000 M. messende Ocean, umgeben wie im Süden so auch im Norden des Weltmeeres den asiatischen Bau. Die Tiefe ausserhalb der Liu-Kiu sinkt unter — 7500 M., ausserhalb der Kurilen wurden — 8513 M. und südlich von den Aleuten mehr als — 7000 M. gelothet. Die Inselkränze sind durch lange Reihen von Vulcanen bezeichnet; diese sind trotz des Parallelismus selbständig von den Vortiefen. Nicht selten sind sie durch eine Cordillere oder durch Bruchstücke einer solchen von der Vortiefe abgetrennt.

Eine Reihe von langen Ketten convergirt von Süden her gegen die Mitte des Ochot'schen Meeres (III *a*, 159). Die wichtigsten sind: das Aldan-Gebirge längs der Westküste (Djugdjur, Nemerikan, Primorskii Chrebet), das Bureja-Gebirge (Kleiner Chingan), mit vielen Nebenketten an dem S.-Ufer anlangend, ferner Sichota-Alin, endlich Sachalin mit einem grossen Theile von Hokkaido.

Bogdanowitsch fand, dass Granit und Porphyr des Djugdjur jünger sind als die jurassischen Kohlen, während die Gesteine der Ketten zwischen Djugdjur und dem Meere von weit höherem Alter sind. Gegen Nord, d. i. gegen die Stadt Ochotsk und eine kurze Strecke über Ochotsk hinaus, nimmt die Faltung dieser Berge ab. Längsbrüche treten an ihre Stelle. An der Marekanka, der Lagerstätte des Marekanit's (III *a*, 162) sind nun auch Rhyolithe bekannt; Andesit ist mehr verbreitet, als vermuthet war.[1]

Das ganze keilförmige Bündel von Ketten, vom Djugdjur bis Sachalin, kann man die Ochotiden nennen. Seine Linien reichen im Süden tief in die Mandschurei und zeigen die innige Verbindung mit den östlichen Altaiden Inner-Asien's. Nördlich von Ochotsk trifft es auf ein zweites Bündel, das von dem Bogen Kamtschatka-Kurilen bis in das Delta der Lena reicht. Ihm gehören ausser Kamtschatka-Kurilen die Ketten von Gishiga im Norden des Ochot'schen Meeres und die kurzen Ketten an seiner NW.-Seite an, ferner der grosse Werchojan'sche Bogen. Sie convergiren, soviel man den vorliegenden Nachrichten zu entnehmen vermag, gegen das Gebiet des Anadyr; sie werden hier die Anadyriden heissen.

Eine weitere Gruppe sind die Alaskiden. Sie umfassen alle Gebirgszüge zwischen den Aleuten und den arktischen Ketten von Alaska. Sie convergiren gegen Osten und ihre einzelnen Bogen treten im Meridian der Bucht Tschugatsk (Prince William, 146—148° ö. L.) in Schaarung mit den americanischen Ketten (II, 242). Gegen West zeigt die Art des Auftreffens der Linie der Aleuten auf jene von Kamtschatka ebenso grosse Selbständigkeit, wie z. B. jenes der Kurilen gegen Sachalin-Hokkaido (III *a*, 180).

Man kann auch diese drei Bündel als ebenso viele Virgationen bezeichnen, die alle gegen S. oder W. geöffnet sind, gegen N. oder O. convergiren, gegen O. oder S. convex sind; ihre Vulcane und Vortiefen liegen gegen O. oder S., d. i. an der pacifischen Seite. —

Einige Worte über ein sehr vereinzeltes und sehr wenig bekanntes Bruchstück eines Falten-Gebirges, das bei Cap Tscheljuskin sichtbar wird, mögen vorangehen.

Durch Tolmatschew und Backlund wurde ermittelt, dass die ostsibirische Tafel, bestehend aus einer Decke von Diabas über

horizontalen palaeozoischen Schichten (III*a*, 38) zwischen den Zuflüssen der Chatanga und des Jenissei den 68°. n. Br. erreicht und sich dann gegen Ost in einzelne Tafelstücke auflöst. Flach gelagerte cambrische Schichten umgeben den See Eche (Esse, auch Jessei), den unteren Monero und einen beträchtlichen Theil der Chatanga, hier mit Anomocare und Archaeocyathus. An einer Stelle wurden obersilurische Korallen getroffen.

Unter dieser sich auflösenden Tafel wird Gneiss sichtbar. Tolmatschew berichtet, dass am oberen Anabar die cambrischen Felsarten einem Gneiss gleichen und erinnert, dass Tschekanowski am Olenek und der Argasala Granit-Gerölle fand. Tolmatschew hat auch selbst an der oberen Chatanga Gneiss getroffen. Nach Backlund's Darstellung würde dieser Bau zwischen Chatanga und Anabar etwa bis 72° n. Br. reichen und dort in Staffelbrüchen enden. An einem solchen Bruche wurde hier auch die mesozoische Transgression mit Aucella und Belemniten ihr Ende finden.[2]

Auch Nordenskjöld hat im Westen der Taimyr-Insel (Actinia-Hafen, W. ausserhalb der Taimyr-Bucht) Gneiss und Glimmer-Schiefer getroffen.[3]

Dieses ausgedehnte Hervortreten von Gneiss unter horizontalen cambrischen Schichten erinnert ausserordentlich an den canadischen und den baltischen Schild. Bemerkenswerth und schwer erklärbar ist die grosse Verbreitung von Salz. Bis zum Ubsa-Nor im See'n-Graben (III*a*, 108) und bis Minussinsk (III*a*, 99) wurde palaeozoisches Salz erwähnt; dort liegt es zwischen marinem Devon und der Culm-Flora. Hier im Norden handelt es sich wahrscheinlich um die Fortsetzung der Gyps- und der Salzflötze des Wilui, die dort zu dem rothen Unter-Silur gerechnet wurden (III*a*, 42). Hier nennt Backlund Gyps und Salz von palaeozoischem Alter am mittleren Monero, ausserdem aber weit im Norden, zwischen den Mündungen von Anabar und Chatanga, den Salzberg Uerüntumus, der als wahrscheinlich mesozoisch angesehen wird. Von der vorliegenden Insel Preobraschenskij sind Belemniten bekannt.[4]

Dieses ist die Beschaffenheit des Landes, durch welches Middendorf im J. 1843 von Turuchansk aus unter den grössten Schwierigkeiten gegen Norden zog. Er kam in 69° 30′ an die See'n der obersten Päsina und an das Sywerma-Gebirge. Hier befand er sich noch im Gebiete der basischen Eruptiv-Gesteine,

des unteren Jenissei. Er folgte gegen NO. der Dudypta nach aufwärts und erreichte dann durch die Tundra den oberen Taimyr. Dieser Fluss bewegt sich eine Strecke weit an dem Südfusse des niedrigen Byrranga-Gebirges und erweitert sich in 74° n. Br. zu einem See. Bevor dies eintritt, führt er Geschiebe mit Belemnit. Panderi, Aucella a. A.[5]

Der See durchquert nun mit einer breiten, gegen N. gerichteten Verlängerung das Byrranga-Gebirge. In der Durchquerung sieht man Mandelstein; das Gebirge selbst besteht aus gefaltetem Tonschiefer und Grauwacke. Die steil gestellten Schichten entblössen sich an mehreren Punkten am unteren Taimyr. Die Insel Baer (75° 30') besteht aus Diorit und Dioritschiefer.

Von den Höhen in der Nähe der Mündung des Taimyr sah Middendorff das Byrranga-Gebirge in unabsehbare Ferne gegen NO. fortlaufen. Die Küsten waren in dieser Richtung felsig, so wie an der Mündung selbst. Den Berichten Pronschischtschew's und Laptew's aus dem XVIII. Jahrhunderte konnte Middendorff entnehmen, dass auch die Ostküsten der Taimyr-Halbinsel, gegen die Bucht des hl. Thaddäus, steil sind und dass N. von dieser Bucht schneebedeckte Berge vorhanden sind, welche sie mit steilen Wänden umgeben. Middendorff schloss, dass das Byrranga-Gebirge einen Ast in die Spitze der Taimyr-Halbinsel entsende, und auch Helmersen meinte, dass ihm Cap Tscheljuskin angehöre.[6] In der That hat Nordenskjöld auf dieser Halbinsel Bergketten gesehen und auf Tscheljuskin senkrecht stehenden Thonglimmerschiefer und Thonschiefer, jedoch mit Str. WNW.-OSO. getroffen.[7]

Dieses ist die einzige vorliegende Beobachtung über das wahre Streichen. Es ist möglich, dass der Diabas des Jenissei einen guten Theil des Byrranga-Gebirges und seiner Fortsetzung nach Taimyr bildet. —

Werchojan'scher Bogen. Ein bogenförmiger, wasserscheidender Höhenzug verläuft gegen SW. zwischen Anadyr und Omolon. Mit seinen östlichen Abhängen nähert er sich dem Ochot'schen Meere, bleibt aber von diesem durch eine lange Strecke getrennt, indem ein schmaler Rücken, das Kawa-Gebirge, sich einschaltet. Gegen die Quellen der Ochota hin entfernt er sich vom Meere, umfasst ausser den Quellen der Kolyma nun auch jene der Indigirka und der Jana, wird an seinem südlichen Fusse vom Flusse Aldan, hierauf an der Westseite weithin

von der Lena begleitet und vollführt an seinem NW.-Ende eine leichte Krümmung, durch welche seine äussersten, gegen WNW. streichenden Ausläufer in das Delta der Lena und sogar an die Mündung des Olenek gelangen. Die Abschliessung des hydrographischen System's ist auffallend.

Maydell hat deutlich gezeigt, dass in der Nähe der Ochota zwei verschiedene Gebirge sich berühren. Das nördliche, welches wir zum Werchojan'schen Bogen zählen, hat er das Kolyma-Gebirge genannt. Richtung und Beschaffenheit sind von jener des Aldan-Gebirges (Djugdjur) verschieden.[8]

Das Gebiet des Zusammentreffens liegt oberhalb der Ochota und oberhalb ihres grossen Zuflusses Arka. Ein beträchtlicher Theil des Werchojan'schen Bogens wird hier von den Einwohnern als das Hochland Oimekon bezeichnet. Kolyma und Indigirka fliessen von hier gegen Nord. Oestlich von hier heisst der wasserscheidende Rücken, wie gesagt, Kolyma-Gebirge. Gegen West trägt er den Namen Sordoginskij Chrebet, dann heisst er für eine längere Strecke der Werchojan'sche Rücken, dann Orulgan, endlich gegen das Eismeer hin Chara Ulach.

Dieser grosse Bogen besteht aus gefalteten Schichten. Man hat in seiner ganzen Erstreckung von der Wasserscheide gegen den Anadyr bis an die Mündung der Lena bisher noch nirgends Gneisse oder vorpalaeozoische Gesteine angetroffen. Aldan und Lena scheiden ihn scharf von dem ostsibirischem Tafellande, dessen cambrische Sedimente schon in geringer Entfernung in ungestörter Lagerung sichtbar sind.

Für den äussersten Nordwesten und den Westen dieses Gebietes haben zwei ausgezeichnete Beobachter Berichte geliefert. Der erste ist Tschekanowski, welcher den Bau der Flussmündungen und Theile des westlichen Bogens geschildert hat.[9] Durch die Reisen des Freih. v. Toll haben wir dann genauere Kenntniss von denselben Gebieten, von dem Baue des Thales der Jana und der im Norden vorliegenden Neu-Sibirischen Inseln erhalten.[10]

Meglitzki hat im J. 1850 von der Mündung des Aldan her ein Querprofil geliefert.[11] Weiter im Osten hat Tscherski im J. 1891, nachdem er in 62° 40′ gleichfalls vom Aldan her, das Werchojan'sche Gebirge gekreuzt hatte, das Quellgebiet der Indigirka durchzogen und Werchne Kolymsk erreicht. In den

Einöden der Kolyma ist er nicht lange darauf ein Opfer der Anstrengungen geworden, welche die Begeisterung für unsere Wissenschaft ihm auferlegt hatte.[12]

Für die ostwärts folgende Strecke, insbesondere für das Bogenstück im Osten des Omolon, fehlen genauere Angaben. Man ist fast nur auf die Gestalt der Oberfläche angewiesen, bis wieder hoch im Norden die in den Jahren 1820 bis 1824 unter den ausserordentlichsten Mühen ausgeführten Reisen Ferdinand v. Wrangell's und seines Begleiters Matjuschkin einige Verbindung mit den neueren Arbeiten im Osten und Nordosten ermöglichen.[13]

Das Delta der Lena. Wir begleiten Tschekanowski stromabwärts. Der W.-Rand des benachbarten Werchojan'schen Gebirges zeigt pflanzenführenden Sandstein, oft weiss, oft mit Geoden, und N. von 69° n. Br. drängt sich der Fluss immer näher an das Gebirge. Die Faltungen werden deutlicher, die Ufer felsig und steiler. In der Nähe von Ajakit (*a*, Fig. 26) kömmt der Chara Ulach in der Gestalt von Schneebergen an den Fluss heran; auch das linke Ufer ist nun höher geworden. Es besteht aus demselben Sandstein und man sieht bereits, dass die Schichten des Gebirges zur Rechten eine viel steilere und die entgegengesetzte Neigung haben von jener des Sandsteins zur Linken. Immer höher werden die Ufer und an die Stelle der wellenförmigen Biegungen der Schichten sind heftige Dislocationen getreten. Die Lena befindet sich nun innerhalb eines gefalteten Gebirges.[14]

Bei Ajakit hat Tschekanowski die Lena verlassen und ist gegen NW. zum Olenek gegangen. Der pflanzenführende Sandstein bildet auch hier den Untergrund; er ist begleitet von den Inoceramen-Schichten der Wolga-Stufe und beide sind in weite Falten gelegt.[15]

Der unterste, gegen NW. gerichtete Lauf des Olenek ist an seiner rechten Seite von einem kurzen Zuge von Trias-Kalkstein begleitet; dieser beginnt an dem durch seinem Reichthum an Fossilien der unteren Trias (Zone des Cerat. subrobustus) bekannten Felsen Mengiläch (*b*, Fig. 26) und reicht wie ein Sporn bis an die äusserste Mündung des Flusses.[16]

Toll's Beschreibung der Felsen des Lena-Delta lehrt Folgendes. Unterhalb Ajakit erheben sich N. von 71° n. Br., bevor man das Haupt des Delta erreicht, am rechten Ufer jähe Kalk-

felsen in senkrechten Schichten, bis 760 M. An der äussersten Spitze des rechten Ufers, welche in das Schwemmland vortritt, erscheinen obercarbonische Fossilien, darunter Spirifer Mosquensis. Knapp W. von diesem Zuge tritt Trias hervor. Sie bildet einen geringen Theil des rechten Ufers und mehrere der vorliegenden Inseln, von der Insel Tass-Ari (*c*, Fig. 26) abwärts bis zum Haupte des Delta.[17]

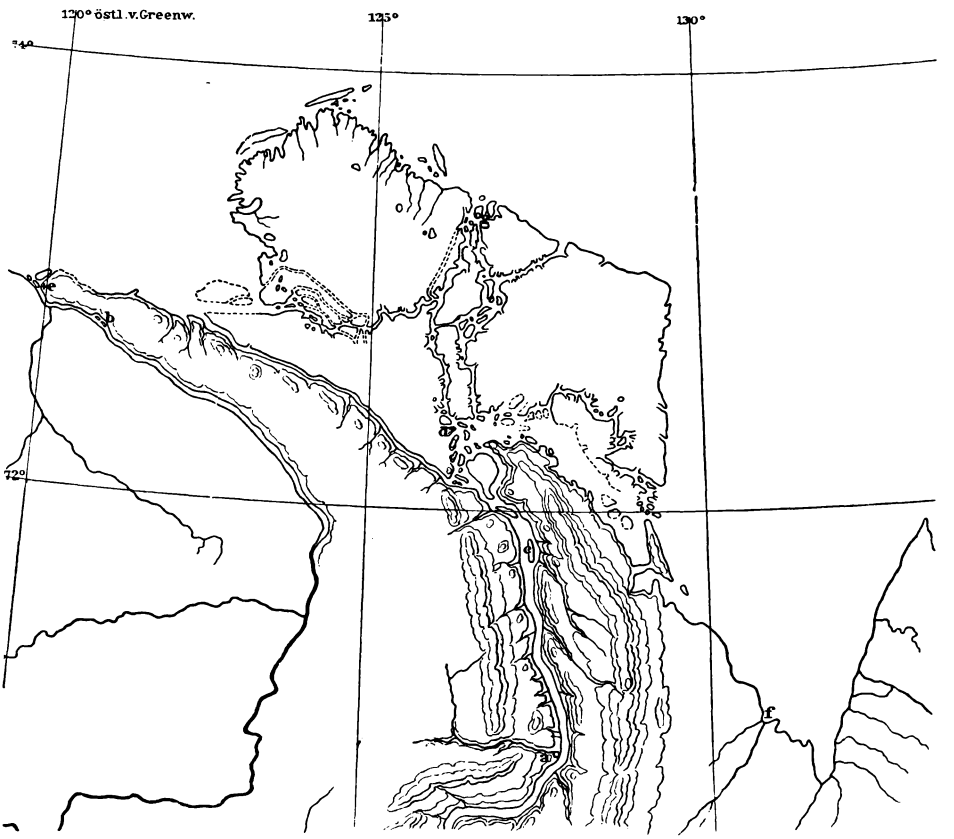



Fig. 26. Das Lena-Delta.
(Beob. d. russ. Polarstation a. d. Lena-Mündung, bearb. v. Eigner; herausg. v. d. k. geogr. Gesellsch. 4°, Petersb. 1886.
*a* Ajakit; *b* Mengiläch; *c* Tass-Ari; *d* Kegyl-Chaja; *e* Tumul-Chaja; Bucht Chara-Ulach im Busen Borchaja; *g* Meteorolog. Station Bulun-Ketach (Ssagastyr).

Oestlich von diesem Höhenzuge liegt die Bucht Borchaja des Eismeeres; auf der Halbinsel, welche von der Ostküste des Höhenzuges S. von 72° hervortritt, wurde 1799 ein Mammuth gefunden.

Am Olenek ist aber noch immer nicht das äusserste Ende des Faltenzuges erreicht. Jenseits des Spornes, welcher hier Lena und Olenek trennt, und welchen Toll Tschekanowski-Chrebet zu nennen vorschlägt, hat Toll bis an den Anabar

einen weiteren, die Meeresküste begleitenden Höhenzug beobachtet. Dieser ist nur durch eine schmale Tundra vom Meere getrennt und besteht aus vorwaltend gegen SW. geneigten mesozoischen Schichten. Längs des untersten Anabar ist von Nord gegen Süd folgende Reihe entblösst: Lias (mit Amalth. margaritatus), Wolga-Stufe, Neocom, Oxford, Lias. Diesen Höhenzug nennt Toll den Prontschischtschew Chrebet. Hier beginnt das Vorland, nämlich das Gebiet der basischen Eruptiv-Gesteine und der palaeozoischen Tafel (III*a*, 40).

Dieses sind, in Kulissen getheilt, die freien Enden des Werchojan'schen Bogen's.

Traurige Erinnerungen knüpfen sich an diese Stellen. Im J. 1735 ist Lieutenant Lasinius mit 35 Begleitern in der Bucht Chara Ulach im Borchaja-Busen (*f*) dem Skorbut und der Mühsal erlegen. An der äussersten Spitze des Trias-Spornes am Olenek (*e*) erlagen im J. 1736 der kühne Prontschischtschew und seine Frau. Auf der Insel Kegyl Chaja (*d*, am Ende der Trias-Inseln der Lena) ist im J. 1881 Lieutenant De Long mit fast der ganzen Mannschaft der „Jeannette" verschmachtet auf der verunglückten Rückkehr von der Entdeckung des Bennett-Landes, wo seit 1902 der treffliche Freiherr v. Toll auf ewig verschollen ist. Auch im Eise grünt ein Lorbeer.

Jana. Pflanzenführende Schichten und die Wolga-Stufe begleiten das linke Ufer der Lena vom Norden bis Jakutsk. Am rechten Ufer traf Bunge in 67° n. Br. oberdevonischen Schiefer und Sandstein; dieselben Gesteine fand Toll auf der Höhe der Wasserscheide N. und S. von 65° n. Br. an den Quellen des Dulgalach, hier überlagert von glaukonitischem Sandstein der Wolga-Stufe mit Inoceramus.[18] Meglitzky hat, von der Mündung des Aldan gegen NO. über das Gebirge reisend, bis zu beträchtlicher Höhe pflanzen- und kohlenführende Schichten in wellenförmiger Lagerung und hierauf bis zum Sattel steil aufgerichtete Lager von Carbon mit Productus mesolobus u. A. begegnet.[19]

Im Innern des Bogens fliessen drei Flüsse ziemlich parallel gegen NNO., nämlich der grosse Omoloi, der durch eine Wendung gegen NNW. an die Borchaja-Bucht gelangt, ferner Butantai und Dulgalach, die linke Zuflüsse der Jana sind. Omoloi und Butantai sind durch den Höhenzug Kular getrennt; er zieht

gegen NO. und erreicht mit seinem letzten Ausläufer in 70° 23' das linke Ufer der Jana. Hier liegt der durch seine untertriadischen Fossilien bekannt gewordene Fels Magyl.[20] Während, wie erwähnt, im Süden Devon, Carbon und die Wolga-Stufe die Umgebung der Wasserscheide bilden, trafen Toll und Bunge an vielen Punkten des Butantai, des Dulgalach wie der Jana, in ausserordentlicher Verbreitung Trias mit Pseudomon. Ochotica; sie erstreckt sich hier, in Falten gelegt, durch sechs Breitegrade.[21] Aus diesem weiten Gebiete von Schiefer und Sandstein ragen einzelne Berge von Eruptiv-Gestein empor. Quarzporphyr erscheint oberhalb der Stadt Werchojansk. An der Adytscha (r. Zufl. d. Jana) tritt Granit zu Tage (Yninach-chaja 1625 M.).

Die Wasserscheide zwischen Jana und Indigirka wird von dem ansehnlichen Gebirgszuge Köch-Tass gebildet, der in seinem nördlichen, gegen NNW. gerichteten Theile Tass Hajachtach heisst. Wrangell hat den letzteren zwischen 67 und 68° n. Br. durchquert. Sowohl auf der Höhe der Wasserscheide, als am Ufer der Indigirka wurde schwarzer Schiefer getroffen, Str. W. zu N.; daher quer auf das Gebirge und entsprechend dem allgemeinen Baue des Werchojan'schen Bogen's.[22] In der Nähe von 70° erreicht Tass-Hajachtach die Jana. An seinem äussersten Nordrande, schon jenseits 70°, verzeichnet Toll's Karte Trias. Dann folgt gegen N. eine breite Tundra, aus welcher eine Reihe von vier Kuppen basischen Eruptiv-Gesteins aufragt. Die vierte ist etwas breiter; ihr gehört das Vorgebirge Swjatoi Noss an; Toll erwähnt von hier Olivin-Basalt. Suruk-tass in der Nähe des Vorgebirges hat die Gestalt eines Vulcan's mit Krater.

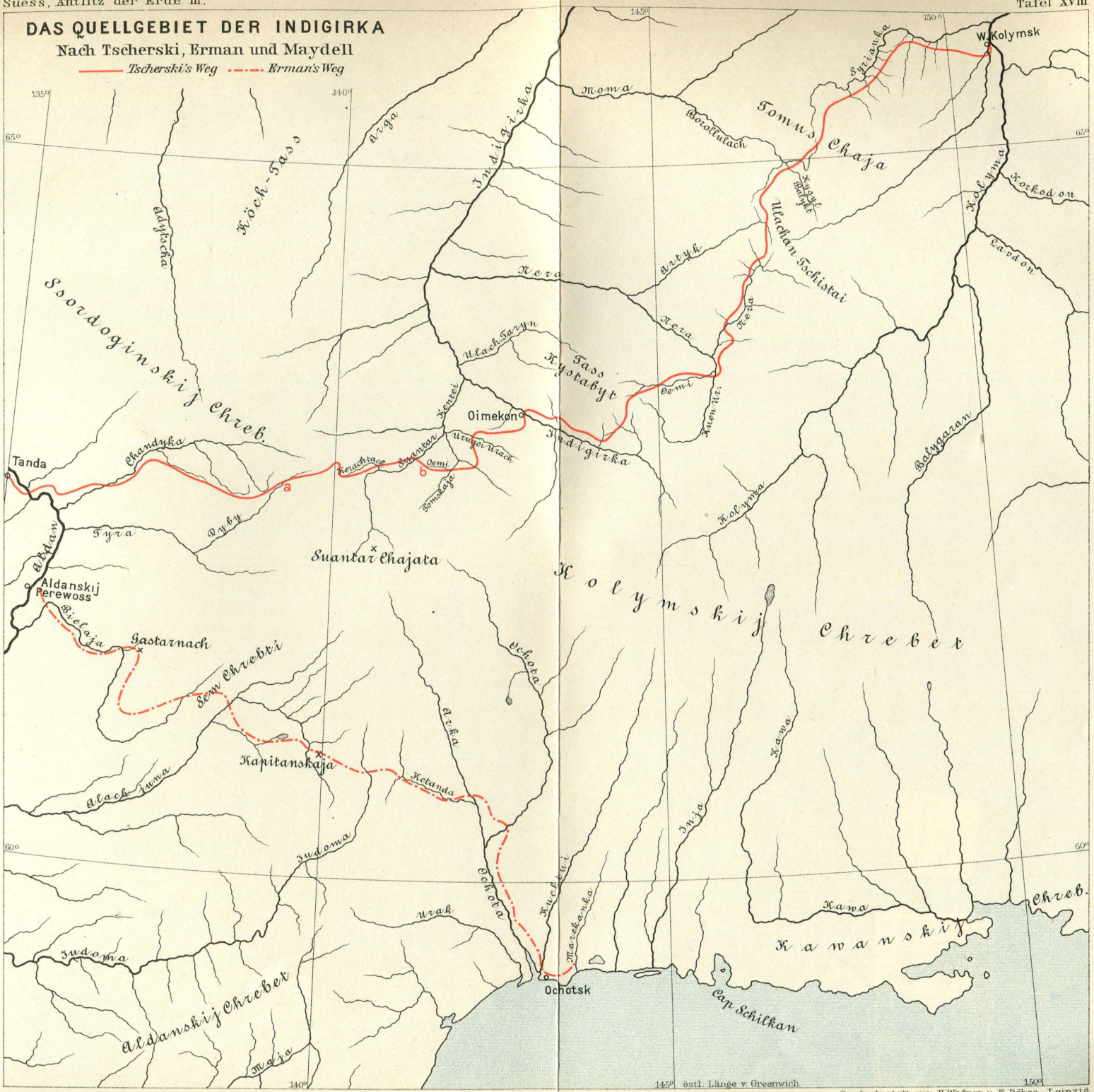
Indigirka. Die Wasserscheide zwischen Ochota und Indigirka ist von entscheidender Bedeutung für das Verständniss des nordöstlichen Asien. Erfreulicher Weise liegt gerade für diese Strecke ein wichtiger Bericht Tscherski's vor.[23]

In 136° ö. L. verliess Tscherski den Aldan; er reiste schräge über das Gebirge nach Oimekon an der oberen Indigirka und von da an die Kolyma (Taf. XVIII). Die Landschaft ist alpin, mit steilen Abhängen und scharfen Gipfeln. Eine bedeutende Bergmasse, Suantar-Chajata, erhebt sich auf der dreifachen Scheide zwischen Allach-juna (Aldan-Lena), Ochota und dem zur Indigirka fliessenden Suantar. Der höchste Theil, zwischen den obersten Zweigen des Suantar gelegen, bleibt nach der

# DAS QUELLGEBIET DER INDIGIRKA

Nach Tscherski, Erman und Maydell

*Tscherski's Weg* — *Erman's Weg*



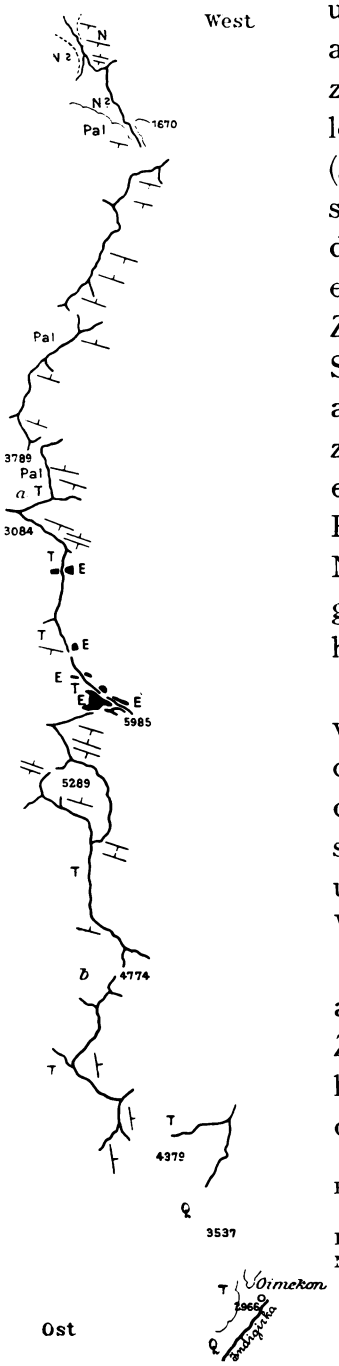

Verlag von F. Tempsky, Wien und G. Freytag G. m. b. H., Leipzig

Aussage der Eingeborenen stets mit Schnee bedeckt, aber auf der ganzen übrigen Strecke bis zur Kolyma wird, obwohl Gipfel bis zur Seehöhe von nahe 2300 M. vorhanden sind, doch von keinem die Schneelinie erreicht. Man trifft nur Aufeis (Naledei, jakut. Taryn), nämlich Streifen von Eis im Thalgrunde von wenig Meter Mächtigkeit, welche allerdings bis 12 Kilom. Länge erreichen können. Sie finden sich im Süden, gegen den Aldan in der Seehöhe von 900 M., aber im Norden, an der Kolyma, erst über 1480—1490 M. Dieses ist die Form der Vereisung in dem kältesten Theile Asien's.[24]

Das Bergland zerfällt in vier hohe Gebirgszüge, welche auf Taf. XVIII ersichtlich gemacht sind. Der erste ist der grosse wasserscheidende Zug, von Tscherski als der Werchojan'sche Rücken bezeichnet (7700 Fuss, etwa 2340 M.); er breitet sich bis an jenen aus OSO. kommenden obersten Arm der Indigirka aus, welchem die Karten öfters irrthümlich den Namen Oimekon geben. Jenseits der Indigirka folgt das Gebirge Tass Kystabyt (6800 Fuss, 2075 M.); es setzt sich gegen NW. in einem etwa 1580—1600 M. hohen flachen Rücken fort; der Nordabhang ist fast gerade und fällt steil zur Nera. Das dritte Gebirge ist Ulachan-Tschistai (über 7200 Fuss, 2200 M.); es ist gegen 100 Werst breit und trägt in der Höhe bis 6200 Fuss (1828 M.) ein 7 Kilom. breites, von hohen Gipfeln umgebenes Thal. Aus diesem fliesst gegen SSW. die oberste Nera, bis sie den aus derselben Richtung vom Tass-Kystabyt kommenden Kven Ulach begegnet und sich, mit diesem vereinigt, gegen NW. wendet. In seinem NO. Theile erreicht dieses Gebirge die grösste Höhe; es endet an der Moma, ihrem Zuflusse Boroll Ulach, und dem felsigen Thale des Kygyl-Balyktach. Jenseits dieser Flüsse folgt der 90 Kilom. breite Tomus-Chaja (7900 Fuss, 2411 M.); sein N.-Ende vollzieht eine Wendung gegen NO; in 65° 50′ nimmt seine Höhe plötzlich ab. Jenseits des Tomus-Chaja weitet sich das Thal der Kolyma aus; hier liegt Werchne-Kolymsk.

Die Gestalt dieser Höhenzüge stimmt nicht mit dem Streichen ihrer Gesteine überein. Sie bestehen aus zwei Hauptgliedern, nämlich aus palaeozoischem Kalkstein, Schiefer und Grauwacke, dann aus Sandstein und Schiefer mit Pseudomon. ochotica, öfters auch mit Pflanzenresten, und begleitet und durchsetzt von mächtigen Zügen von Eruptiv-Gestein.

Vom Aldan her bietet schon der äussere Saum des Gebirges pflanzenführende Schichten (*N*? Fig. 27), Neogen oder zur Wolga-Stufe gehörig, gefaltet, Str. NNO, daher quer auf die Richtung der Wasserscheide. Dann folgt eine grosse, schiefe Synclinale, Str. N. 10—15° O., von Kalkstein mit Favosites und Halysites, der sich gegen Ost steil aufstellt und hier einen tieferen, palaeozoischen Schiefer hervortreten lässt. Daran legt sich discordant die mächtige Trias (*a*, Fig. 27), Str. N. 10—20 O. Die Wasserscheide zwischen Dyby und Kerachtach, d. i. zwischen Lena und Indigirka, bildet ein aus dem Trias-Schiefer aufragender Zug von Eruptiv-Gestein (1878 M.). Das Streichen der Trias gegen NNO. hält aber an durch den Lauf des oberen Suantar bis zum Flüsschen Oemi, welches der Tomskaja, einem anderen Arme des Suantar, zufliesst. Hier (*b*, Fig. 27) stellt sich entgegengesetzte Neigung der Schichten ein; das Streichen geht in ONO. über und diese Richtung hält an bis zur Indigirka.




Das Streichen der Falten ist daher vom Aldan bis an den Suantar NNO., von da an ONO., oder mit anderen Worten: das Streichen des Aldan-Gebirges setzt sich bis an den Suantar fort, und begegnet hier dem Streichen des Werchojan'schen Bogens.

Tass-Kystabyt fällt ganz der Trias zu, auch finden sich hier die mächtigsten Eruptiv-Züge. Ein solcher begleitete an den oberen linken Zuflüssen der Indigirka den Reisenden durch 42 Kilom. und ein ebenso bedeutender

Fig. 27. Das Werchojan'sche Gebirge zwischen Aldan und Indigirka (Schnitt von W. gegen O.) (nach Tscherski).

Pal = Silur; T = Trias; E = Eruptivgestein; N = Blattführendes Neogen? oder Wolga-Stufe?; Q = jüngeres Schuttland. *a* Discordante Lagerung von T auf Pal; *b* Aenderung des Streichens in T.

Die Höhen (engl. Fuss) beziehen sich auf die Lena bei Jakutsk (= 214 Fuss üb. d. Meere).

Zug tritt an dem Abhange gegen die Nera auf. Parallele Falten von Triasschiefer bilden den nächstfolgenden Abhang des Ulachan Tschistai; das Streichen ist noch immer ONO.; nach kurzer Störung in N. wird es im oberen Artyk OW., dann im Boroll Ulach sehr regelmässig WNW; die Neigung ist meist in Nord. Granit ist eingeschaltet. Nun erscheint ein zweiter, mächtiger, palaeozoischer Zug mit hohen Gipfeln am Boroll Ulach, ebenso am Kygyl Balyktach; er streicht wie die Trias WNW. und nimmt auch die ganze SW.-Hälfte des Tomus Chaja ein. Der Bau ist im Grossen der eines etwa 90 Kilom. breiten Sattels, doch stellt

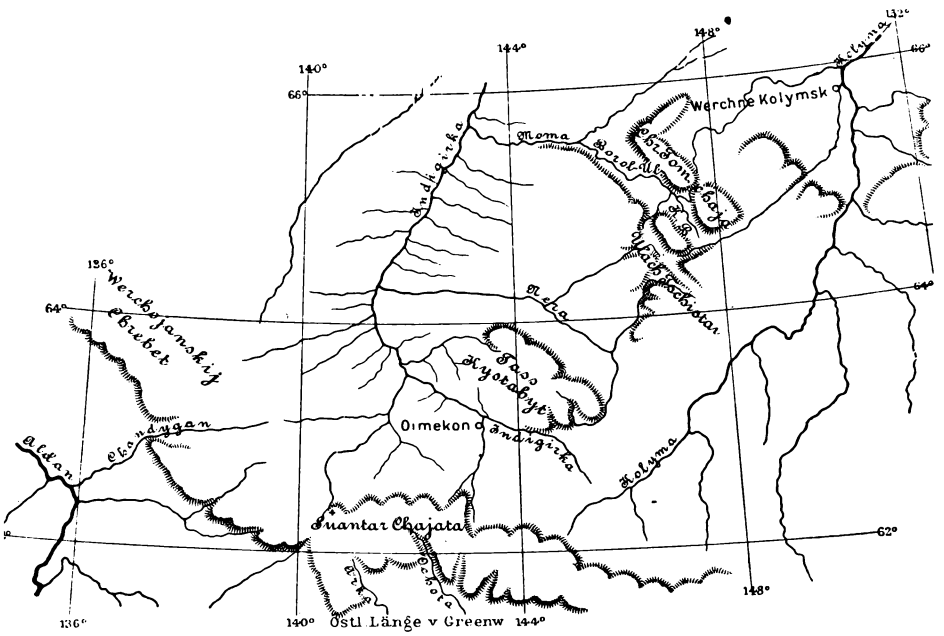



Fig. 28. Skizze des Oberlaufes der Indigirka und der Kolyma (nach Tscherski). *K. B.* = Kygyl-Balyktach.

sich auch hier auf der NO.-Seite eine 24 Kilom. breite Einschaltung von Eruptiv-Gestein ein. Weiterhin treten, immer mit demselben Str. WNW. aus der Trias palaeozoische Falten hervor. Trias bildet auch weiterhin das Gebirge, bis endlich mit der Annäherung an Werchne Kolymsk jüngere Sedimente mit Dicotyledonen-Blättern und Braunkohle hervortreten.

Tscherski war von der älteren Ansicht ausgegangen, dass das Aldan-Gebirge und das Kolyma-Gebirge Fortsetzungen des Stanowoj seien, knieförmig gebeugt an den Quellen der Ochota. Er erkannte aber, dass die beiden, entgegengesetzt streichenden palaeozoischen Zonen, NNO. an der Chandyga und WNW. am

Kygyl Balyktach, dieselben Richtungen verfolgen, wie die beiden Schenkel des Knie's an der oberen Ochota und hielt sie für Horste eines älteren Gebirgssystems. Einfacher erklärt sich die Sachlage durch die bereits erwähnte Annahme, dass die NNO. streichenden Gebirgstheile noch dem Aldan-Gebirge zufallen. Dieses würde dann auch noch den Suantar Chajata umfassen. Jedenfalls folgt die Strecke vom Suantar bis W. Kolymsk dem normalen Streichen des Werchojan'schen Bogens. Die im Norden wie im Süden auftretende Discordanz an der Basis der Trias verräth einen ähnlichen, älteren Plan; die jüngere Faltung beeinflusst wie an der unteren Lena mindestens auch die Wolgastufe; Gneiss und vorpalaeozoische Schiefer wurden auch hier nicht getroffen.

Bereits an einer früheren Stelle (III*a*, 163) ist darauf aufmerksam gemacht worden, dass eine Beugung des Gebirges aus NNO. gegen N. bei Ochotsk, wie sie die Karten anzeigen, aus dem Streichen der Felsarten nicht entnommen werden kann. Erman ist von der Furth am Aldan (Aldanskij Perewoss) über das Gebirge nach Ochotsk gegangen und hat auf dieser Strecke und bis an die Marekanka (O. von Ochotsk) nur gegen NNO. streichende Gesteine angetroffen. Um seine bereits angeführten Beobachtungen (III*a*, 161) mit jenen Tscherski's zu vergleichen, ist auf Taf. XVIII an Tscherski's Karte jene von Maydell angefügt und Erman's Weg eingetragen worden.[25]

Am Aldan sah Erman Sandstein und Letten, wie er vermuthete denselben, in welchem Sauer, der Begleiter Billings', fossile Baumstämme erwähnt; es ist wohl die Fortsetzung der auf Fig. 27 mit *N*? bezeichneten Schichten. Die Bielaja aufwärts über Gastarnach bis an die Sem Chrebti bildet Kalkstein das Gebirge; Str. NNO. zeigt die Uebereinstimmung mit Tscherski's palaeozoischem Kalkstein an der Chandyga und dem oberen Dyby. Die Sem Chrebti bestehen bis Allach-junsk aus steil SW. fallendem, hellgrauem Thonschiefer mit talkigem Glanze; die Lage würde dem unterpalaeozoischen Schiefer westlich von *a* entsprechen. Dunkler Thonschiefer der Ostseite der Allach-juna, Kieselschiefer mit Spuren von Equisetum oberhalb Antscha und ein felsiges für Phonolith gehaltenes Eruptiv-Gestein möchten dann die Vertreter der Trias-Zone mit ihren Pflanzenresten und Eruptiv-Gesteinen bis zu der Aenderung des Streichens zwischen den

Flüssen Suantar und Oemi sein, mit welchem Punkte auf Tscherski's Linie das NNO.-Streichen des Aldan-Gebirges endet (*b*, Fig. 27). Auf Erman's Weg folgen aber noch weitere NNO. streichende Zonen, und zwar zuerst eine solche von Sandstein, Conglomerat und Grauwacke. Dieser gehört der Kapitansberg an und sie reicht über die Quellen der Judoma bis an die obere Ketanda. Hier ist Erman in eine breite Zone von Porphyr gelangt. Dieser gehört der grösste Theil der Ketanda an und auch ein grosser Theil der Arka, der Ochota und des Kuchtui. Dass in diesen Gegenden Bogdanowitsch jüngere, auch andesitische Gesteine traf, wurde bereits gesagt.

Da alles Gebirge südlich und westlich von der Wasserscheide des Suantar gegen den Oemi und ebenso bis an die grosse Marekanka von dem NNO-Streichen beherrscht ist, muss in tektonischer Beziehung dieses Gebiet dem Aldan-Gebirge zugerechnet werden.

Kolyma. Von der Mündung der Indigirka bis zu jener der Kolyma sind an der Küste des Eismeeres keine Felsen bekannt; einzelne Vorgebirge erreichen über 20 M.; sie bestehen nach Kosmin nur aus grauem Lehm. Erst an den Bären-Inseln, ausserhalb der Kolyma, ändern sich diese Verhältnisse.[26]

Das W-Ufer dieses Flusses ist bis über Sredne-Kolymsk hinauf eine weite Ebene; das rechte Ufer ist felsig. An dieser Seite nimmt die Kolyma zwischen 68° und 69° zuerst den Omolon, dann, nach einem grossen Buge, den grossen und den kleinen Anuj auf. Zwischen dem letzteren und dem Eismeere liegt eine ansehnliche Berggruppe. Der SW.-Theil ist der bedeutendste; in den Weissen Bergen erreicht er nach Wrangell 764 M. Der Fluss Poginden, von N. in den kleinen Anuj fliessend, begrenzt die Weissen Berge gegen Ost. Ausläufer reichen über die grosse Baranycha bis an die Tschaun-Bucht.

Schon im J. 1797 traf Billings Höhen aus Schiefer und Quarz N. von Nishne-Kolymsk am Rande des Eismeeres, und Wrangell erwähnt ähnliche Vorkommnisse längs der unteren Kolyma. Am kleinen Anuj und unteren Poginden, etwa zwischen 68° und 68° 36′ n. Br. und 165—166° ö. L. streichen diese Gesteine NO. bis N. 80° O.; sie sind hier von Conglomerat begleitet, wie die Schiefer der Trias im Quellgebiete der Kolyma. An der unteren Baranycha dagegen, etwa zwischen 68° 34′ und

69° 9′ n. Br. streichen ähnliche Schiefer mit Conglomeratlagen N. 30° W. Nach diesen alten Beobachtungen scheint das normale Werchojan'sche Streichen an den Quellen des Poginden zu enden. Die Wasserscheide besteht aus Conglomerat. Aus beiden Gebieten wird ein übereinstimmender „Uebergangs-Grünstein" erwähnt. Das Vorgebirge des grossen Baranow, der Verlängerung der Vorkommnisse an der unteren Baranycha entsprechend, wird von zwei gegen WNW. gerichteten Felsrücken von Schiefer und lichtem Granit gebildet; aus ähnlichem Gestein bestehen der kleine Baranow und die Bären-Inseln.[27]

Es entsteht der Eindruck, dass das Hervortreten felsigen Ufers im Osten der unteren Kolyma, nämlich der beiden Vorgebirge Baranow sammt den Bären-Inseln, wirklich der Riasküste eines NW. oder WNW. streichenden Gebirgszuges entspricht, welcher den Werchojan'schen Bogen schräge abschneidet. Bald wird sich zeigen, dass Bogdanowitsch zu einem ähnlichem Ergebnisse gelangt ist.

An der Beresowka, die unter Sredne-Kolymsk mündet, erwähnt Tolmatschew Porphyr und Diabas.[28]

Hiemit enden die Nachrichten von dem Baue des Werchojan'schen Bogens. Sie bestätigen, dass bisher irgend ein vorpalaeozoisches Gestein nicht angetroffen worden ist, und dass die Höhen zwischen den Mündungen der Lena und des Olenek die freien Enden des Bogens sind. Dagegen bleibt eine wichtige Frage offen. Im J. 1898 habe ich nach Analogie mit dem Baue vieler asiatischer Bogen angenommen, dass seine Faltung nach Aussen, d. i. nach der convexen Seite, gerichtet sei; bald darauf äusserte Freih. v. Toll sich dahin, dass aus der Stellung der Falten auf eine Bewegung gegen Innen, d. i. gegen die concave Seite, geschlossen werden müsse. Ich folge dem Urtheile dieses bewährten Forschers, welcher das Gebirge an verschiedenen Stellen gekreuzt hat, obwohl Emerson und Bogdanowitsch meine erste Ansicht für die richtige halten.[29]

Penshina. Von den wenig bekannten Höhenzügen, welche den Norden des Ochot'schen Meeres begleiten, hat Sljunin einige Nachricht gebracht. Zunächst ergibt sich, dass dem Kolyma-Gebirge, d. i. der Wasserscheide der Kolyma, gegen das Meer hin noch ein selbständiger Gebirgszug vorliegt, den

Sljunin als den Morskij Chrebet (das See-Gebirge) bezeichnet, und welcher, um Irrungen zu vermeiden, hier das Kawa-Gebirge genannt werden wird.[30]

Das Kolyma-Gebirge ist, wie bereits erwähnt wurde, von dem in lange felsige Züge getheilten Aldan-Gebirge verschieden, und es gleicht mehr dem Rande eines ausgedehnten Hochlandes. Die Flüsse, die gegen S. und SO. fliessen, haben enge, steile Thäler eingerissen; hat man aber, einem solchen Thale folgend, die Höhe erreicht, so befindet man sich auf einem hochliegenden, einer Tundra ähnlichen Gebiete und bemerkt man, dass viele dieser Flüsse aus See'n oder Sümpfen entspringen.

Einzelne Sümpfe geben ihre Wässer auf einer Seite zum Ochot'schen Meere und auf der anderen zur Kolyma ab.[31] Sljunin bezeichnet diese Höhen als eine Fortsetzung des Hochlandes von Oimekon; im Osten, gegen Gishiga, traf er in den Ausläufern Diorit und Diabas. So weit es nun gestattet ist, aus solchen Merkmalen Schlüsse zu ziehen, möchte man vermuthen, dass die triadischen Thonschiefer mit Diabas, welche den 400 Kilom. breiten Raum zwischen dem Suantar und Boroll Ulach einnehmen und längs der Kolyma so sehr verbreitet sind, auch an der Zusammensetzung des Kolyma-Gebirges den wesentlichsten Antheil nehmen.

Oestlich von Ochotsk und vom Flusse Inja tritt nahe 145° 30′ ö. L. das kleine Schilkan'sche Cap vor; es bezeichnet den Beginn des Kawa-Gebirges (Taf. XVIII). Oestlich von hier kömmt der Fluss Kawa vom Kolyma-Gebirge mit NS.-Richtung herab, biegt unter einem rechten Winkel gegen O. und trennt bis zu seiner Mündung in die Taun'sche Bucht durch sein ansehnliches Längenthal das vorliegende Kawa-Gebirge vom Kolyma-Gebirge ab. Das Kawa-Gebirge setzt mit östlicher Richtung in mehreren Inseln durch die genannte Bucht fort, und bildet das Vorgebirge, welches gegen Ost in den Jam'schen Inseln unter das Meer hinabtaucht. Von der Südseite dieser Halbinsel führt Sljunin Petroleum an,[32] von anderen Stellen eine heisse Quelle, dann lignitführende Bänke und solche mit Fischabdrücken und Muscheln, ferner vom Cap Iret (nahe 155° 30′) auch Graphit, und vom Ostende der Halbinsel lose Chalcedone, wie sie auf der gegenüberliegenden Küste Kamtschatka's weit und breit das Vorkommen von zersetztem Mandelstein anzeigen.

Weiter gegen NO. endlich, schon ausserhalb des Kawa-

Gebirges, wo das Kolyma-Gebirge weiter vom Meere zurücktritt, als die Karten anzeigen, beschreibt Sljunin an den Quellen des Flüsschen's Kalalagi (157° 30′) eine Gruppe jüngerer vulcanischer Ausbruchstellen. Aus benachbarten Thälern werden Bimstein und Schwefel erwähnt.[33]

Alle diese Vorkommnisse sind dem Oimekon-Hochlande und dem Kolyma-Gebirge fremd, und deuten auf eine Uebereinstimmung mit der Küste von Kamtschatka und den sofort zu erwähnenden Theilen der Halbinsel Taigonoss, in minderem Grade mit den andesitischen Vorkommnissen, die Bogdanowitsch an der Marekanka bei Ochotsk erwähnt. Am Warchalam'schen Vorgebirge (61° 36′ n. Br.) im Innern der Bucht von Gishiga, erreicht man andere Gesteine. Hier, im NO-Abschlusse des Ochot'schen Meeres, stellt sich eine Reihe nicht hoher und nicht sehr langer, durchwegs gegen NNO. gerichteter Höhenzüge ein, aus denen Granit, Syenit, Gneiss, Glimmerschiefer und Thonschiefer angeführt werden.[34] Der erste Zug, W. von der Bucht von Penshin gelegen, ist das niedrige Russische Gebirge, welches an dem Cap Barchalam endet. Den zweiten bildet das Taigonoss-Gebirge, durch den Osten der Halbinsel herablaufend. Der Höhenzug Innaichat streicht W. vom Unterlaufe der Penshina eine Strecke weit landeinwärts. Endlich begleitet das Mametschi-Gebirge die Ostseite der Bucht von Penshina und scheidet dabei die Zuflüsse des Grossen See's (Bolschoe Osero) vom Meere. Der See findet N. davon durch die Talofka seinen Abfluss. Der Raum zwischen diesen Höhenzügen und dem Meere ist von Tundra eingenommen, und wo am Meeresufer oder an Flüssen die Unterlage der Moosdecke sich entblösst, werden tertiäre Lagen sichtbar, bald durch Meeresconchylien, bald durch Braunkohle gekennzeichnet. An den meisten Stellen sind sie von basaltischem Tuff, auch von felsigen Einschaltungen von Basalt und Trachyt begleitet. So ist es bei Mametscha und an der Talofka an der Ostseite des Golfes von Penshina, und zu beiden Seiten des Golfes von Gishiga. Dall hat die Conchylien der Coal-Bay (60° 17′ n. Br., 161° 55′ ö. L.) für miocän erklärt; sie zeigen subtropische Merkmale.[35]

Kamtschatka und Kurilen. Wir kommen hier auf das über dieses Gebiet bereits Gesagte zurück (II, 212), um die

wenigen Spuren einer Fortsetzung gegen den Anadyr aufzusuchen, die bisher bekannt geworden sind und um dann eine allgemeine Bemerkung einzuschalten, die sich aus einer wichtigen neuen Beschreibung Kamtschatka's durch Bogdanowitsch ergibt.[36]

An den Küsten der Insel Karaga (58° 30′ bis 59° 12′) erscheinen geneigte, NO. streichende, tertiäre Schichten; das Innere der Insel, über 600 M. hoch, ist unbekannt.[37]

Obwohl der Schewelutsch (56° 40′) der nördlichste Gipfel der Hauptzone der Vulcane ist, sieht man noch viel weiter im Norden vulcanische Spuren, und auch dort, wo das Reisen über das versumpfte Land im Sommer nicht möglich ist, und im Winter die Schneedecke das Land verhüllt, machen sich durch den Schnee heisse Quellen bemerkbar. Sljunin gibt davon eine Liste bis 59° n. Br.; auch am Tamlat (59° 25′) sind solche bekannt. Schwefel in Bänken nennt derselbe Beobachter von der Bucht Jaigwyn (W. von der Bucht Korff, 60° n. Br.) und Ditmar erhielt Nachricht von Thermen auf der Olutor'schen Halbinsel (60° bis 60° 30′)[38].

Jenseits 60° dehnt sich an Stelle der Gebirge von Kamtschatka eine breite Tundra aus. Die Olutorzen sagen, dass sie von Kultuschnoje (am Haupte der Bucht Korff) über ebenes Land bis an die Talofka und an das Ochot'sche Meer gehen.[39]

Hiemit ist die Niederung des Parapolski Dol erreicht. Sie beginnt in etwa 60° nahe der Westküste Kamtschatka's, ist hier gegen Ost von dem nördlichsten Theile des Gebirges begrenzt, umfasst den Grossen See, bleibt gegen W. durch den Höhenrücken Mametschi vom Penshin'schen Golf abgetrennt und breitet sich nun weit aus bis an das Bering-Meer. Das ist das „Moos-Meer". Maydell hat, von Markovo (Anadyrsk) nach Gishiga reisend, nur niedrige Ausläufer des Kolyma-Gebirges überschritten; Kennan hat gefunden, dass nur eine niedrige Wasserscheide die Penshina vom Main, dem grossen, rechtsseitigen Zuflusse des Anadyr, trennt.[40] Es ist mir östlich von dieser Linie bis an das Meer keine zuverlässige Nachricht von dem Bestande irgend eines zusammenhängenden Gebirges bekannt. Allerdings sind die Vorgebirge Navarin und des Hl. Thaddäus felsig und von ansehnlicher Höhe, aber es ist möglich, dass sie zu jenen vereinzelten vulcanischen Höhen des Tertiärlandes gehören, welche in diesen nördlichen Gegenden häufig sind.

Eine Ausnahme macht nur der kaum noch von einem Forscher besuchte Höhenzug Palpal. In einem weiten Bogen umgibt ihn der Fluss Main. Die eisgeschliffenen Blöcke, welche von seinem nördlichen Abhange in die Niederung des Anadyr herabkommen, sind nach Bogdanowitsch Mikroklin-Granit, Quarzporphyr, Syenit, Augitporphyr u. A. Die Niederung besteht auch hier aus tertiären Schichten mit Braunkohle. Zu beiden Seiten des Liman des Anadyr erheben sich Hügel von Basalt und Andesit. Aehnliche Felsarten bilden auch die Insel Aljumka (Sarkophag). Im Süden des Liman wird Thonschiefer sichtbar.[41]

Die Frage, ob die Berge an der Bucht des Hl. Kreuzes auch noch dieser Zone beizurechnen sind, wird an einer späteren Stelle hervortreten.

Die tertiären Ablagerungen setzen, an vielen Punkten von vulcanischen Einstreuungen begleitet, vom Ochot'schen Meere wahrscheinlich ohne Unterbrechung bis zum Palpal und an den Anadyr fort. Eine breite Verbindung hat zwischen dem Ochot'schen und dem Bering-Meere stattgefunden. Diese tertiären Ablagerungen werden, wie gesagt, an der Coal-Bay von Dall für miocän gehalten; Schmidt und Bogdanowitsch halten ähnliche Sedimente an der Westküste von Kamtschatka für jünger. An vielen Orten wird Faltung erwähnt.

Wir kehren nach Kamtschatka zurück.

Die bedeutende Erweiterung unserer Kenntnisse von dieser Halbinsel, die Bogdanowitsch gebracht hat, zeigt wohl im Allgemeinen dieselben Grundzüge, die an früherer Stelle nach Erman und Ditmar entworfen wurden, aber gegenüber der Bedeutung, welche die Vulcane der Mitte des Landes nun erlangen, tritt, wie auch nach Tjuschow's Beschreibung, jene der kurzen Vulcan-Linie der Westküste (II, 228) zurück. Wir erblicken im Allgemeinen eine ältere Cordillere, von Granit und Porphyr durchsetzt, mit zahlreichen aufgesetzten Vulcanen, beide, die Cordillere wie die Vulcane, dort wo eine bestimmte Richtung hervortritt, dem Streichen NO. bis NNO. sich einfügend, und dann längs der Ostküste eine Hauptlinie von Vulcanen, der noch einige Bruchstücke der Cordillere gegen das Meer hin vorliegen. Dabei sind die Vulcane im Innern des Landes öfters durch Kratersee'n ausgezeichnet, aber in den heutigen Tagen ist alle vulcanische Thätigkeit, wenn man von den heissen Quellen des

Innern absieht, ausschliesslich auf die Hauptlinie im Osten beschränkt. Diese ist es auch allein, die in den Kurilen Fortsetzung findet. Vom Schewelutsch (56° 40′) bis Hokkaido, d. i. durch mehr als 13 Breitegrade zählten die älteren Beobachter 28 rauchende Kegel. Diese Liste ist, insbesondere was die Kurilen betrifft, unvollständig. Bogdanowitsch hält die Vulcane dieser Hauptlinie in Kamtschatka im Allgemeinen für jünger wie jene des Innern, und weist auf die tiefere hypsometrische Lage ihrer Ausbruchstellen hin. Wie dem auch sei, unverkennbar ist ein Hinausrücken der vulcanischen Thätigkeit gegen diese bogenförmige Hauptlinie.

Dasselbe wird sich in den Alaskiden zeigen. Bemerken wir zugleich, dass der Werchojan'sche Bogen gar keine vulcanischen Berge hat mit Ausnahme einiger basaltischen Kuppen am Eismeere und dass diese grosse Vulcanlinie alle nahe dem Aussenrande der grossen Virgation der Anadyriden liegenden und zugleich alle thätigen Vulcane des ganzen Gebietes umfasst.

Eine lange Vortiefe umgibt den Bogen. Ausserhalb der Kurilen sinkt sie, wie erwähnt wurde, auf — 8513 M.

## 2. Alaskiden.

An die langen Faltenzüge, welche die pacifische Küste America's begleiten, schliesst sich im Nordwesten, durch eine Schaarung verbunden und zugleich abgetrennt, die Gruppe der Alaskiden (II, 242).[42]

Die Schaarung vollzieht sich in einer Zone, die aus der Gegend der Bucht Tschugatsk und des nahen Kupfer-Flusses zwischen Mer. 146 und 147 bis an das Eismeer reicht. Die Faltenzüge der Alaskiden, im Westen dieser Zone, streichen gegen NO. und jene des nördlichen Canada, im Osten liegend, streichen gegen NW. Diesen Gegensatz der Richtungen hat schon Grewingk gekannt. Die tektonische Homologie zwischen dem indischen Tafellande und dem nördlichen Theile des pacifischen Ocean's als Vorländern ist bereits erwähnt worden (I., 591). Die gleiche Aehnlichkeit besteht mit der Karoo (III*b*, 322). Die ausserordentlichen Anstrengungen der americanischen Geologen gestatten heute einen viel genaueren Einblick. Brooks erkannte bald, dass alle wichtigeren Ketten im Innern des Landes derselben Aenderung der Richtung unterliegen, welche die Süd-

küste anzeigt und die dort fast einen rechten Winkel beträgt. Vier Breitegrade nördlich davon haben Peters und Brooks am Chena das Zusammentreffen des NO. streichenden hohen Alaska-Gebirges mit den NW. streichenden canadischen Gneiss-Zügen beobachtet.[43]

Als die Schaarung am Jhelum beschrieben wurde, anerkannten zwar hervorragende indische Fachgenossen die Richtigkeit der zum grössten Theile von ihnen selbst ermittelten Thatsachen, aber sie weigerten sich, die Beugung des Streichens als eine Hauptgrenze, hier als die Grenze des Himalaya gegen den iranischen Bogen anzusehen. Sie beriefen sich auf die völlige Uebereinstimmung der äusseren, tertiären Ketten (I, Taf. IV) und auf die ähnliche Beschaffenheit der Ketten von Hazára und Kabul mit jenen im Osten des Jhelum. Die Meinungsverschiedenheit ist eine grundsätzliche. Will man Schichtfolge und Gesteinsart als bezeichnend für die Zusammengehörigkeit der Gebirge betrachten, so mag diese zweite Ansicht öfters Geltung erlangen. Handelt es sich aber darum, die Kräfte aufzusuchen, welche die Gebirge aufgerichtet haben, so treten diese Merkmale in die zweite Linie und die Richtung, nach welcher die bauenden Kräfte sich geäussert haben, wird maassgebend. In jeder Schaarung verräth sich der örtliche Gegensatz zweier dynamischer Einflüsse. Darum wird sie zur Grenze. Darum sollte auch keine Benennung einer Kette über eine Schaarung weitergeführt werden.

An der Schaarung von Tschugatsk ist im Süden die beiderseitige Uebereinstimmung in der Beschaffenheit der schaarenden Ketten eben so gross, wie am Jhelum. Manche einzelne Zone lässt sich deutlich von einer Seite des einspringenden Winkels zur andern verfolgen, und es tritt hier sogar der auf der Erde einzige Fall ein, dass ein Zug junger Vulcane der Beugung folgt. Unter diesen Umständen ist es erklärlich, dass die im Westen der Vereinigten Staaten und in West-Canada gewonnene Gliederung und mit ihr auch die Benennung der Glieder auf die Alaskiden übertragen wurde.

In der meisterhaften Schilderung der physischen Verhältnisse von Alaska, mit welcher Brooks die Wissenschaft bereichert hat, wird der Name „Rocky-Mountain-System“ von den canadischen Rocky Mountains und dem Mackenzie mit veränderter Richtung fortgeführt über den ganzen arktischen Ast der Alaskiden

und bis an das Eismeer im Norden der Bering-Strasse. In gleicher Weise wird zur „Central-Plateau-Region" das ganze Gebiet des Yukon und des Kuskokwim bis zur Bristol-Bai gerechnet und das „Pacific-Mountain-System" umfasst nicht nur die canadische Westküste und die Bucht von Tschugatsk, sondern auch das hohe Alaska-Gebirge und die Aleuten.[44]

Für uns sind die Alaskiden eine tektonische Einheit, die von der Schaarung her über das Bering-Meer nach Asien fortsetzt. Die südlichste Insel der Aleuten, Amatignak, liegt in 51° 25′ und Cap Barrow liegt in 71° 18′ n. Br. Auf dieser ganzen Breite oder wenigstens bis über Cap Lisburne und über 69° bietet die Küste der Bering-See das Bild einer untertauchenden Virgation. Die Schelikof-Strasse mit Cook's-Einlass, dann Bristol-Bai, Norton-Sund und Kotzebue-Sund sind die bezeichnenden Ausbuchtungen dieser Küste und ihre divergirenden Richtungen verrathen einige Grundlinien der Virgation. Cook's-Einlass öffnet sich gegen SW. und Kotzebue-Sund, allerdings nicht im Einklange mit dem dortigen Baue, gegen Nordwest. Von der Bucht Tschugatsk zieht ein erster Gebirgsbogen durch das östliche Kenai, durch Kadiak und einige vorliegende Inseln. Das Alaska-Gebirge, dem die höchsten Gipfel N.-America's angehören, beginnt am Tanana und findet seine tektonische Fortsetzung in der Halbinsel Alaska. Nördlich von der Bristol-Bai tritt in Cap Newenham das Ende des Kuskokwim-Gebirges vor. Zwischen 61° 30′ und 62° erreichen ältere Gebirgsarten das Meer. Dasselbe ist N. von 63° der Fall; hier ist es wahrscheinlich das Ende der Kaiyuh-Berge. Dann ragt die breite Seward-Halbinsel vor, durch ihre Gestalt erinnernd an die breite Halbinsel der Tschuktschen, dabei durch manche Merkmale von den langen Aesten der Virgation unterschieden und mehr einem fremden Körper zwischen ihnen gleichend. Nördlich vom Kotzebue-Sund kommen die Ausläufer des arktischen Astes der Alaskiden an die Küste; sie bilden auch Cap Lisburne.

Alle diese Bogen haben eine gleichsinnige, in der Vulcanlinie der Aleuten am schärfsten gezeichnete Lage. Alle beginnen im Osten und bieten gegen Westen hin Abnahme und Verringerung der Höhe. Wie in den Anadyriden sind die thätigen Vulcane auf eine einzige Linie beschränkt.

Vor den Aleuten und dem Bogen von Kenai liegt eine

Vortiefe, in der —7319 M. und im äussersten Westen —7383 M. gelothet wurden. Gegen Norden ist dagegen von der Bristol-Bai bis etwa 165° das Meer ganz seicht. Am Passe Unimak oder der Insel Akutan beginnt ein Abfall, der schräge über die Bering See gegen NW. zieht, anfangs sanft, dann S. von Pribilof steil. SW. von dieser Inselgruppe ergibt sich in 172° auf kaum 20 Kilom. Entfernung eine Zunahme der Tiefe von — 128 M. auf —2972 M. Dieser Abfall hat die Richtung auf Cap Navarin, erreicht es aber nicht, sondern scheint an der asiatischen Küste auszuflachen, indem er diese in einiger Entfernung begleitet. Die tiefste Stelle der Verbindung mit dem pacifischen Ocean liegt O. von den Kommandeur-Inseln.

Die Bering-See ist thatsächlich in zwei scharf begrenzte Hälften getheilt, eine südwestliche, in welcher Tiefen bis unter —3900 M. vorhanden sind, und eine nordöstliche, in welcher nur gegen den Rand hin —130 bis —140 M. erreicht werden, sonst aber Tiefen von weniger als —70 M. und sogar weniger als —30 M. herrschen. Eine grosse, von so geringen Meerestiefen bedeckte Tafel reicht von der genannten Grenze, d. i. vom Passe Unimak, dann S. von Pribilof und von ausserhalb Cap Navarin nordwärts weit in das Eismeer hinaus. Noch in der Breite zwischen Cap Barrow und Wrangell-Land (71° 30′) zeigen die tiefsten unter den zahlreichen Lothungen nur —58·4 M.

W. von Unimak sind daher die Aleuten als die Gipfel eines langen, ziemlich schmalen und ausserordentlich hohen Rückens, O. von Unimak aber als der gegen Süd zu grosser Tiefe abfallende erhöhte Rand einer Tafel anzusehen. Diese Tafel ist die Fortsetzung des Untergrundes des nahen Eismeeres.

In einem beträchtlichen Theile der Westküste von Alaska, insbesondere zwischen 64° 30′ und 59° 30′, treten entweder tertiäre Schichten, oft von Basalt begleitet, oder das weite Schwemmland des Yukon an's Meer. Die grosse Insel Nunivak (60° n. Br.) besteht nach Dall aus fast horizontalem, tertiärem Sandstein, bedeckt von basaltischen Laven.[45] Die benachbarte Küste hat nach Dawson dieselbe Zusammensetzung, obwohl hier Cap Vancouver 300 oder 450 M. erreichen mag.[46] Ebenso ist die Pribilof-Gruppe nach Stanley-Brown basaltisch mit Spuren von marinem Tertiär.[47] Hall und Matthew bestehen aus Laven von verschiedenem Alter; auf Matthew werden auch Porphyrite, Tonalit

und Aplit erwähnt, und porphyritische Felsarten bilden die benachbarte hohe Insel Pinnacle, die fälschlich für einen Vulcan gehalten worden ist.[48]

Im SO.-Theile der Bering-See kennt man keine unterseeische Fortsetzung z. B. der Kuskokwim-Kette; über Cap Newenham hinaus ist Alles unter den Sedimenten der Tafel begraben und die tertiären Schichten mit ihren Basalten reichen in den Pribilof-Inseln bis nahe an den Rand des Abfalles.

Das Gebirge erleidet zwei auffallende Unterbrechungen.

Zwischen 62° und 63° liegt auf der Zone der Schaarung das Plateau des Kupfer-Flusses. Es ist ein tiefliegendes, mehr oder minder kreisförmiges Stück Landes, dem im Osten die mächtige, jungvulcanische Gruppe des Wrangell aufsitzt. Den westlichen Rand der Vulcan-Gruppe umkreist in regelmässigem Bogen der Kupfer-Fluss und jenseits des Flusses ist das Plateau bis an den Fuss des umgrenzenden Hochgebirges von den Aschen und Auswürflingen der Wrangell-Vulcane bedeckt (Fig. 33).

Eine Unterbrechung des Gebirges von anderer Art sind die Yukon Flats, ein weiter, alter Seeboden, der den unteren Porcupine und das Knie des Yukon umfasst. In der Nähe von Circle City (unweit 65° 30′) tritt der Yukon und in fast 67° tritt der Porcupine in diese Ebene ein. Bei Fort Hamlin (149° w. L.) verlässt sie der Yukon. Der Umriss ist ein unregelmässiges Dreieck mit einer Ausweitung in SO. An den südlichen Rändern liegen reiche Goldseifen. Spurr hat eine anschauliche Beschreibung geliefert.[49]

Nach übereinstimmenden Berichten ist das Land am Yukon nicht einer allgemeinen Vereisung unterworfen gewesen. Als die N.-Grenze der zusammenhängenden Eisdecke werden etwa 61° 50′ am Lewes, nahe oberhalb der Mündung des Big Salmon River, und 62° 30′ im Norden des Alaska-Gebirges (150°) angenommen. Von hier an sind die Thäler enger und terrassirt, bis weiter im Norden ein selbständiges Gebiet örtlicher Vereisung den arktischen Ast der Virgation umgibt.

Das Rumanzof-Gebirge. Etwa zwischen 140° und 146° w. L. sah Franklin im J. 1826 in der Nähe der arktischen Küste Berge, denen die Namen Buckland-, Richardson-, Rumanzof- und Franklin-Berge gegeben wurden. Damals herrschte die Vermuthung, dass diese Berge mit NW.-Streichen kulissenförmig hintereinander

stehen, so dass die Franklin-Berge die westlichsten und zugleich nördlichsten wären. In neuerer Zeit hat Turner in 141° zwischen 68° und 69° ein Gebirge gekreuzt, das nach seiner Schätzung 6000—8000 Fuss (1800—2400 M.) erreicht.[50] Die ausführlichsten Nachrichten lieferte S. J. Marsh, nachdem er unter grossen Entbehrungen 1901—1903 fast zwei Jahre in diesen unwirthlichen Gegenden zugebracht.[51] Wir entnehmen das Folgende:

Eine zusammenhängende Gebirgskette bildet mit der Richtung O. etwas in N. die Wasserscheide und zieht gegen den Mackenzie. Eine vorliegende Kette, auf den Karten als Franklin-Berge verzeichnet, erhebt sich nahe 69° n. Br. Am Carter Passe ist sie 4000 Fuss hoch; einige Gipfel mögen 5000—8000 Fuss erreichen. Ihr Fuss liegt 20—54 Kilom. vom Meere. Sandstein, Conglomerat und Crinoiden-Kalkstein wurden im Gebirge getroffen und an der Küste Blöcke von Granit und Diorit.

Der Raum S. von den Franklin-Bergen bis zur Hauptkette wird von dunklem, gefaltetem Schiefer eingenommen; Str. nahe OW. Die höheren Berge bis 68° 10′ sind von Kalkstein mit Crinoiden und anderen Versteinerungen gekrönt.

Nahe 146° bezeichnet der Kooguru-Fluss (Canning) das W-Ende der Franklin-Berge; hier wird die der Hauptkette vorliegende Fläche bis zum Meere 66—220 Kilom. breit. Der südliche und der östliche Ast des Kooguru entspringen aus Gletschern der Hauptkette. In dieser bemerkt man hauptsächlich eine grosse Anticlinale von Schiefer und Sandstein und südlich davon chloritische Schiefer. Westlich vom Kooguru liegt auf den Höhen auch der weitverbreitete Kalkstein. Weiter gegen SW., westlich vom Chandlar-Flusse, zwischen 68° und 67° n. Br., herrscht Glimmerschiefer mit etwas krystallinischem Kalkstein.

So weit S. J. Marsh. Diese südlich von den Franklin-Bergen liegende Hauptkette hätte nach der bisherigen Uebung den Namen Rumanzof-Kette zu tragen.

Von Süden, von den Yukon Flats kommend, hat Schrader zwei Reisen ausgeführt, die für die Kenntniss dieses Gebietes von entscheidendem Werthe sind. Am Knie des Yukon mündet von Norden her der Chandlar; diesem folgte Schrader auf der ersten Reise. Jenseits 67°, zwischen 147° und 148°, erreichte er den mit Basalt besetzten Rand der Flats und zugleich NO. streichende archaische Berge, die er sofort Rumanzof-Berge nannte und als

die Fortsetzung der arktischen Höhenzüge ansah. Von hier ist er bis 68° vorgedrungen und hat dann auf der Rückreise den Oberlauf des Koyukuk erforscht. Die zweite Reise ging von 66° am Koyukuk aus und auf dieser hat Schrader, beiläufig Mer. 152° folgend, im Gebiete des Colville-Flusses jenseits 70° 20′ das Eismeer erreicht.[52]

Ein bogenförmiges, gegen N. leicht concaves Faltengebirge, mindestens 125—130 Kilom. breit und durchschnittlich 1800 M. hoch, zieht im Norden der Yukon Flats vorüber; es wurde Endicott-Gebirge genannt. Ein Theil liegt wohl unter den Flats; die archaischen Gesteine an dem Nordrande der Flats dürften es anzeigen. Den Meridian 152° kreuzt es zwischen 67° 10′ und 68° 25′. Jenseits des Nordrandes, im Endicott-Gebirge daher jenseits 68° 25′, traf Schrader bis 69° 25′ eine Tafel, das Anaktuvuk-Plateau, anfangs 760 M. hoch, gegen N. abdachend auf 240 M., und dann folgt fast flaches Land bis zum Eismeere.

Die ältesten Felsarten dieses Gebirges am Rande der Flats, in 147 bis 148°, streichen SW. Ihnen folgt gegen Nord eine goldführende Zone hochveränderter Gesteine. In 152° ist das Streichen OW. Hier führt Schrader eine etwa 19 Kilom. breite Zone von Biotit- und Amphibolitschiefer, S. fallend (Totsen series) und eine 24—32 Kilom. breite Zone von hochverändertem Kalkstein mit zweifelhaften Spuren obersilurischer Petrefacten, auch Glimmerschiefer an. Dann folgt discordant, 80 Kilom. breit, SO. oder SW. fallend, ein Wechsel von Sandstein, Conglomerat, Schiefer und Kalkstein; in dieser Zone wurden nur untercarbonische Versteinerungen gefunden. Eine nicht genauer bekannte Störung bringt jetzt im Osten mitteldevonischen Kalkstein zu Tage; die Fauna erinnert an das Devon am Mackenzie. Spirif. disjunctus deutet auf Ober-Devon. Ein hartes Quarzconglomerat tritt unter dem Devon hervor und theilt es in eine nördliche und eine südliche Zone.

Damit ist der Nordrand des Endicott-Gebirges erreicht; gegen West dürfte dieser Rand dem Devon, gegen Ost dem Unter-Carbon oder irgend einer jüngeren Stufe zufallen. Vor dem Rande liegt ein Saum von Schutt. Der grössere südliche Theil des Anaktuvuk-Plateau besteht aus leicht gefaltetem Sandstein mit Aucella crassicollis. Ihm ist gegen Norden (vielleicht discordant) obere Kreide mit Scaphites und grossen Inoceramen aufgelagert.

Das Flachland wird von zwei tertiären Stufen gebildet, von denen eine als oligocän, die andere als pliocän bezeichnet wird. Eine eigenthümliche Decke von ungeschichtetem Sand (Goobie-Sands) breitet sich über die tertiären Schichten.

Endlich ist die Tundra erreicht.

Mit Recht bemerkt Schrader, dass der Name Alaska-Gebirge, wenn er nicht anderweitig vergeben wäre, dieser grossen Wasserscheide gegen das Eismeer zufallen sollte. Als dieser unternehmende Forscher die ersten Spuren am Rande der Flats traf, bezeichnete er sie, wie gesagt, als Theile des Rumanzof-Gebirges. Nachdem er die ganze Breite durchquert hatte, wählte er den Namen Endicott Mts., der für diese Strecke seit 1885 auf Allen's Karte verzeichnet war. Das gesammte Gebirge bis zur Westküste wurde als den Rocky Mountains zugehörig angesehen, und folgerichtig wurden das cretacische Plateau Anaktuvuk und die Tundra dem Prairie-Lande der Vereinigten Staaten verglichen.

Der Sachlage wird wohl am besten entsprochen, indem man für die gesammte Kette, von der Schaarung im Osten bis zum westlichen Ende den Namen des russischen Staatsmannes Rumanzof festhält, der vor fast einem Jahrhunderte aus seinen Privatmitteln die Expedition Kotzebue's ausgerüstet hat, und dass der Name Endicott für jene mittlere Strecke aufrecht bleibt, die Mer. 152° durchschneidet, etwa so, wie weiter gegen West andere Theile des Rumanzof-Gebirges die Namen De Long-, Schwatka- und Baird Mts. tragen.

So ist von einem bedeutenden Gebirge uns durch Schrader's Reisen zum ersten Male genauere Kenntniss geworden.

Der Nordrand erreicht in Cap Lisburne die Küste und hier liegt vor ihm in grosser Breite ein flötzreiches Kohlenrevier, das vor dem Endicott-Gebirge noch nicht bekannt ist. Die genauesten Nachrichten hat Collier geliefert.[53]

Die nördlichsten Flötze erscheinen im Wainwright-Einlass (70° 37′ n. Br., 159° 45′ w. L.); von hier wurden Nageiops. longifolia und Podozamit. distantinervis des älteren Potomac Virginien's (Wealden) und Baiera gracilis des Oolith's von Yorkshire gebracht. Knowlton betont die besondere Aehnlichkeit mit jurassischen Floren aus Sibirien.[54]

Von Wainwright-Einlass an schiebt das Eis an vielen Punkten der Küste Stücke von Kohlen heran, bis bei Cap Beaufort (69° 10′

n. Br.) bessere Aufschlüsse mit Str. N. 25° W. erreicht werden und von hier sind Flötze bekannt bis zu den Corwin-Gruben (Str. N. 75° W.) und dem nahen Flüsschen Thetis, O. von Cap Lisburne. Auch hier wurden mesozoische Pflanzen gefunden. Alle diese Flötze streichen NW.; sie sind gefaltet und von Wechselflächen durchschnitten.

Bei Cap Lisburne (68° 50′, II, 243) treten die palaeozoischen Gesteine hervor und sie bilden das über Cap Thompson (68° 6′) vortretende Ende des nördlichen Theiles des Rumanzof-Gebirges. Sie sind nordwärts über die mesozoischen Flötze geschoben. Die Schichtfolge ist von oben gegen abwärts: mächtiger weisser Kalkstein mit Korallen und Bryozoen, dünngeschichteter Schiefer und Kalkstein mit Brachiopoden, Trilobiten u. A., darunter schwarzer Schiefer und Kalkstein mit Brachiopoden, auch Flötze mit einer untercarbonen Flora (Lepidodendron, Stigmaria u. A.), dann kalkiger Sandstein und Schiefer, vielleicht devonisch. Noch von Cap Thompson ist Productus bekannt; Schuchert führt auch den obercarbonischen Spirifer Condor an.[55]

Das palaeozoische Gebirge ist in Schuppen nordwärts überschoben wie sein Nordrand; die untercarbonen Flötze wiederholen sich an der Küste.

Man hat aus dem Innern des Landes, wohl mehr als 300 Kilom. O. von Cap Lisburne, Stücke von Kohle vom Chipp-Flusse (Ikpikpuk, 155° w. L.) und vom Colville gebracht. Obwohl daher die Flötze im Norden des Endicott-Gebirges nicht gesehen worden sind, ist es möglich, dass namentlich die mesozoischen Kohlen unter dem cretacischen Plateau Anaktuvuk liegen.

Von der Küste zwischen M. Mulgrave (67° 40′) und Cap Krusenstern (67° 5′) nennt Grewingk nach Fischer's Beobachtungen Laven und verhärteten Thon.

Weiter im Süden gibt Mendenhall Nachricht.[56] Dieser ist von den Flats gegen West zum Meere gereist und traf die hochveränderten Gesteine des südlichen Endicott-Gebirges mit westlichem Streichen. Bei Dall City (66° 15′ bis 66° 30′, nahe 150° w. L.) sind sie von vielen granitischen Intrusionen durchzogen; nahe 151° folgt in derselben Breite ein Stock von Gabbro und Serpentin, dann bis über 152° jüngeres, andesitisches Gestein. Eine Scholle von mesozoischen (? Aucellen) Schichten reicht bis

über Bergmann am oberen Kowak (Kobuk) und dann begleitet diesen, anscheinend in einem Längenthale sich bewegenden Fluss die sogenannte metamorphische Serie (Glimmerschiefer, Quarzit, etwas Kalkstein) bis an das Meer.

Die Halbinsel Choris am Eingange in die Eschscholtz-Bucht besteht aus ähnlichem Schiefer; Chamisso- und Puffin-Insel in ihrer Nähe sind gneissartiger Granit. Die Aehnlichkeit der Gesteine mit jenen der Laurenz-Bucht jenseits der Bering-Strasse hat schon im J. 1821 Engelhardt zu der Folgerung veranlasst, dass Asien und America einstens verbunden waren.[57]

Im Süden des Kotzebue-Sundes treten wieder graphitischer und Glimmerschiefer, auch Serpentin- und Ampibolschiefer zu Tage. Dann verschwinden sie; das Ufer ist mit Blöcken von olivinhaltigen Laven überstreut; bei Cap Espenberg führt der vulcanische Sand tertiäre Meeres-Conchylien. Der Teufelsberg, gegen SW. landeinwärts gelegen, ist nach Beechey vulcanischer Entstehung; ein Lavastrom erreicht von hier aus das Meer. Gegen die Bucht Schischmaref sind die Ufer flach.

Es ergibt sich folgendes Bild des Westen's. Das Rumanzof-Gebirge setzt an die Küste fort. Ein nördlicher, nordwärts überschobener Ast mit untercarbonischen Flötzen verschwindet zwischen Cap Lisburne und Cap Thompson. Ich vermuthe, dass diesem der Name De Long-Gebirge gebührt. Ein zweiter, aus älteren Gesteinen bestehender, mehr gegen innen gelegener Ast kommt vom Endicott-Gebirge und trennt die Flüsse Noatak und Kowak; dieses ist das Baird-Gebirge. Noch südlicher, an einzelnen Punkten des Eschscholtz-Bai, erscheinen die tiefsten, gneissartigen Felsarten, vielleicht vergleichbar den von Schrader am Nordrande der Flats getroffenen Gesteinen. Aber schon von den Mulgrave-Bergen an und rings um einen grossen Theil des Kotzebue-Sundes legt sich quer über die Enden des Gebirges ein Gürtel junger Sedimente, auch junger vulcanischer Vorkommnisse und diesem gehört auch der ganze Norden der Seward-Halbinsel bis über Schischmaref an.

Die Seward-Halbinsel. Das Enden der Gebirgszüge quer auf ihr Streichen und die vulcanischen Vorkommnisse in der Nähe des Saumes geben Kotzebue-Sund sammt dem Flachlande von Cap Espenberg die Merkmale einer Einsenkung. In den inneren Theil des Sundes, Eschscholtz- und Spafarief-Bai,

münden von Süden her zwei parallele Flüsse, Kiwalik und Buckland. Ein langer, meridionaler Rücken, das Land gegen O. und W. hoch überragend, trennt sie und erreicht im Süden das Thal des Koyuk-Flusses, der in die Norton-Bucht mündet. Dieser trennende Rücken besteht nach Moffit aus einzelnen Höhen von Granit, Monzonit, Quarz-Diorit, im Süden vielleicht auch Malignit, umgeben von viel Andesit und da und dort begleitet von jüngeren Basalten.[58]

Ein besonders junges und ausgedehntes Gebiet von Laven umgibt weiter im Westen den See Imuruk (65° 40′ n. Br., 163° 10′ w. L.) und von hier mögen die basaltischen Laven gekommen sein, welche Mendenhall im Thale des Koyuk antraf. Viele dieser Laven sind durch die heutigen Thalfurchen geflossen.

Die Norton-Bucht ist von niedrigem Lande umgeben, und zwar von kohleführenden und von marinen obercretacischen, dann von kohleführenden oligocänen Kenai-Schichten.[59] Bis an die Ufer des Bering-Meeres bei S. Michael, dann bis an den Koyukuk trifft man an vielen Stellen tertiäre oder noch jüngere vulcanische Vorkommnisse. Der Landstrich zwischen Kotzebue-Sund und Norton-Bucht ist in der That eine Fortsetzung des Landes am unteren Yukon und trennt die Halbinsel Seward von dem Innern Alaska's ab.

Die Halbinsel selbst besitzt keine der langgestreckten Ketten, die andere Theile von Alaska auszeichnen.

Ihr Reichthum an Gold hat zuerst einen vorläufigen Bericht Schrader's über Nome veranlasst. Bogdanowitsch hat Nome besucht, bevor er seine Reise in das Tschutschken-Land unternahm. Dann haben Brooks und seine Mitarbeiter den Süden, Collier den Nordwesten beschrieben.[60]

Die breite Furche, die von Port-Clarence zur Golofnin-Bucht zieht, hat keine Begründung in dem Baue des Landes. Die ansehnlichsten Höhenzüge verfolgen eine entgegengesetzte Richtung; sie sind die Kigluaik-Berge im Süden dieser Furche (M. Osborne 4700′, 1432 M.) und die Bendeleben-Berge im Norden. Beide ziehen gegen WSW., aber die Bendeleben-Berge liegen nicht genau in der Fortsetzung von Kigluaik, obwohl sie eine ähnliche Zusammensetzung haben. Gegen die Bering-Strasse hin nehmen die York-Berge einen beträchtlichen Raum ein.

Bei Cap Nome, im südlichsten Theile der Halbinsel, bemerkt Bogdanowitsch alten Augengneiss in Blöcken des Anvil Creek, und weist zugleich auf die Aehnlichkeit mit dem Gneiss des Cap Nowosiltzew (Kreulgun) der asiatischen Küste. Die americanischen Forscher erwähnen dieses Vorkommen nicht; das mag vielleicht mit der engeren oder weiteren Fassung zusammenhängen, die dem Namen Gneiss gegeben wird. Brooks nennt zuerst weissen, krystallinischen Kalkstein mit Glimmerschiefer (Kigluaik Series); er bildet den grössten Theil der Kigluaik- und in Verbindung mit granitischen Intrusionen auch der Bendeleben-Berge. Dann folgt graphitischer Quarzitschiefer (Kuzitrin-Series) und hierauf der mächtige Port-Clarence-Kalkstein, in dem Collier silurische Versteinerungen fand.

Grünstein und grüne Schiefer, aus Gabbro oder Diabas hervorgegangen, erscheinen als Lagergänge in den beiden ältesten Stufen. Granit, der jünger ist als die Grünsteine, tritt an nicht wenigen Stellen stockförmig oder in Gängen, zumeist innerhalb des krystallinischen Kalkstein's der Kigluaik-Stufe zu Tage. In 65° 50′ n. Br., 164° 10′ w. L. entspringen innerhalb eines solchen Granitstockes heisse Quellen; W. von hier bildet ein anderer die auffallenden Ohr-Berge (Ear-Mountains). Ein weiterer hoher granitischer Stock ist der in die Bering-Strasse vortretende Cape Mountain (792 M.) Das Vorkommen von Zinn hat die Aufmerksamkeit diesen Granitstöcken zugewendet. Auf Cape Mountain und dem benachbarten Theile der York-Berge erscheinen die Zinnerze nahe dem Contacte von Granit und Kalkstein und auf Adern, die vom Granit ausgehen. Auf der Ostseite von Cape Mountain traf Collier devonische oder Carbon-Versteinerungen im Kalkstein.[61]

Im Allgemeinen kann man sagen, dass ein grösserer Zug solcher Granitberge von Cape Mountain gegen ONO. in die Gegend S. von der Eschscholtz-Bucht sich erstreckt; einige haben Spuren von Zinn, andere Flussspath geliefert, aber andere, die hieher gerechnet wurden, dürften von höherem Alter sein. Diess gilt namentlich vom Berge Kiwalik (65° 30′; 162° 10′), der nach Moffit's Beschreibung wohl als ein echter Gneiss anzusehen ist.

Die Halbinsel Seward ist ein Land mit einzelnen etwas höheren Bergen, aus palaeozoischem und älterem Gestein, da und dort durchbrochen von eruptiven Felsarten von sehr ver-

schiedenem Alter. Die Angaben über das Streichen sind wenig übereinstimmend. Im Nordwesten durfte OW. herrschen, im Süden mehr WSW. Am Kugruk wird ein vermuthlich obercretacisches Kohlenlager (in 65° 55′; 162° 25′) erwähnt, gefaltet mit Str. NS.

Die Halbinsel der Tschutschken. Nördlich von der Niederung des Anadyr schneidet die Hl. Kreuz-Bucht tief in das Festland ein. Sie verlängert sich nordwärts, d. i. landeinwärts noch in zwei Buchten, Engaugyn und Etelkujum, und oberhalb dieser Buchten ragt der Matatschingai (2797 M.), weit und breit der höchste Berg, empor. Lütke's Begleiter Postels ist bis in die Bucht Etelkujum gelangt; die mitgebrachten Felsarten sind nach Jankowsky trachytischer Taxit, Augit-Andesit und Liparit. Es mag wohl sein, dass die Eruptiv-Gesteine der Mündung des Anadyr bis hieher fortsetzen.[62]

Die SO.-Küste der Tschutschken-Halbinsel, die das asiatische Ufer der Bering-Strasse bildet, ist zum grossen Theile felsig. Die Bucht von Metschigma und nördlich von dieser die S. Laurenz-Bucht zertheilen die Höhen. Die S. Laurenz-Bucht scheint nur durch eine niedrige Wasserscheide von der grossen, zum Eismeere sich öffnenden Bucht Koljutschin getrennt zu sein und vielleicht gilt dasselbe auch von der Bucht von Metschigma, so dass die Höhenzüge im Innern in unregelmässige Gruppen aufgelöst sein dürften, wie das in hohen Breiten nicht selten ist.[63]

Die vereinzelten Beobachtungen von Dawson, Nordenskjöld und älteren Forschern haben durch die eingehenden Arbeiten Zusammenhang gewonnen, welche Bogdanowitsch ausgeführt hat. Seine Schilderungen ergeben das Folgende.[64]

Der SO.-Theil der Halbinsel ist felsig, hoch (bis 884 M.) und von Fjords tief zertheilt. Ein solcher Fjord greift aus SSW. in das Bergland ein (Providence oder Plover-Bai), ein zweiter von Süd (Iskagan) und an der Ostseite ist eine Gruppe von drei Fjords (der nördlichste ist die Bucht von Konjam) vom offenen Meere durch zwei hohe Felsen-Inseln abgetrennt. Diese Inseln heissen Ittygran (oder Schirluk, 561 M.) und Arrakam (oder Kaine, 554 M.). Zwischen der Nordküste der Insel Arrakam und dem Festlande liegt die Strasse Senjawin.

Diese schroffen Berge und Inseln, von Providence bis Senjawin, bestehen, abgesehen von ihren vielleicht andesitischen

Gipfeln, aus einer sehr mannigfaltigen Gesteinsreihe. Aus dem Gehäng-Schutte der felsigen Ufer der Bucht Iskagan nennt Washington Comendit, Quarzporphyr, Rhyolith, Obsidian und Monzonit.[65]

Etwa von Cap Mertens an, welches S. von Ittygran den Eintritt in die inneren Fjords bezeichnet, werden nach Bogdanowitsch unter dieser Masse von Eruptiv-Gesteinen Thonschiefer und weisser schieferiger Kalkstein sichtbar. Dieselben sedimentären Gesteine sieht man auch an der Basis der beiden Inseln Ittygran und Arrakam und in den inneren Fjords bis Konjam und Senjawin. Bald gehen die Thonschiefer in Biotitschiefer über; bald sieht man die ganze sedimentäre Serie eben nur im Meeres-Niveau; bald ist sie von Granitgängen durchsetzt, aber allenthalben lasten auf ihr die jüngeren Eruptiv-Gesteine und allenthalben ist sie steil gefaltet, mit NW.-Streichen, schwankend zwischen N. 30° W. und N. 65° W.[66]

Dieses Streichen NW. deutet auf das Herüberstreichen eines Bogen's aus Alaska und Dawson's Angabe, dass der graue Granit, welcher den nächstgelegenen Theil der langen Insel S. Laurenz bildet, mit jenem der asiatischen Halbinsel übereinstimmt, bestärkt diese Meinung.[67]

Nördlich von der Strasse Senjawin ändert sich die Sachlage. An der Nordküste der Strasse mündet das Flüsschen Maritsch; gegen diese Mündung hin wendet sich das Streichen von Kalk und Schiefer nach NS. und nur 4 Werst aufwärts ist es N. 40° O.; mit dieser Richtung dürfte es die inneren Theile von Konjam erreichen. Es ist, als ob eine americanische und eine asiatische (anadyr'sche)-Richtung sich begegnen würden. Porphyre bilden das Cap Nigitschan, und noch weiter gegen Nord liegt Tundra bis zur Bucht Metschigma. In der Nähe dieser Bucht trifft man auf niedrige Hügel von gefaltetem Sandstein, Str. N. 40° W.; Braunkohle ist vorhanden. Zu beiden Seiten der Bucht erheben sich Kuppen von Andesit und Dacit; an einzelnen ist die ursprüngliche Gestalt des Kraters erhalten geblieben, wie an dem konischen Berge Nelpynja an der Nordseite der Bucht, von dem ein Dacit-Strom ausgegangen ist.

Nördlich von hier folgt höheres Gebirge (741 M.); es erreicht am Cap Nowosiltzew (Krleugun) das Meer. Von diesem Gebirge kommt Gneiss in Blöcken südwärts zur Bucht von

Metschigma herab; Granit, nicht selten die Structur von Gneiss annehmend, bildet das Vorgebirge. Eine stockförmige Masse von Olivin-Diabas erscheint auf seiner Höhe. Gneissartiger Granit bildet auch einen Theil des Südufers der S. Laurenz-Bucht; im Innern dieser Bucht aber, an ihrer Nordseite, dann bei Cap Nunjam und bis Cap Lütke erkennt man die jüngeren eruptiven Granite von Senjawin und die im Contact veränderten Sedimente dieser südlicheren Berge wieder.[68] Jenseits Cap Lütke sind bis heute solche Eruptiv-Gesteine nicht bekannt. Die Gneisse kommen als lose Blöcke von den weiter landeinwärts gelegenen Bergen herab, aber bei Cap Kuntugelen und bis Cap Deshnew traf Bogdanowitsch, mit Ausnahme von losen Granitblöcken auf Deshnew, nur Schiefer, kieselreichen dunklen Kalkstein und Kalkbreccie, d. i. eine normale sedimentäre Reihe, mit anscheinend OW.-Streichen.[69]

Man kann daher, von den Richtungen des Streichens absehend, folgende Theile der Westküste der Bering-Strasse unterscheiden: 1. von Providence bis über Senjawin veränderte gefaltete Sedimente, durchbrochen und überlagert von Granit, Syenit u. A., auch von andesitischen Felsarten; 2. bis über die Bucht von Metschigma tertiäres Flachland und junges Eruptiv-Gestein; 3. einen fraglichen Zug von Gneiss und Granit der im Cap Nowosiltzew an's Meer tritt, hier durchbrochen von Olivin-Diabas; 4. die Gesteinsfolge des Süden's (Providence bis Senjawin) sich wiederholend bis Cap Lütke; 5. normale Sedimente (Schiefer und Kalkstein) bis an's Eismeer.

Wir wollen nun zuerst das Gebirge verfolgen, dem Cap Nowosiltzew angehört. Es ist die Wasserscheide. Bogdanowitsch bemerkt, dass ihm eine besondere Aehnlichkeit aufgefallen sei mit Blöcken, die er in America, im Anvil Creek unweit Nome gesehen. So weit man den Andeutungen dieses unermüdeten Beobachters in Betreff des Nordufers entnehmen kann, hält die Serie unveränderter Sedimente von Cap Deshnew noch eine Strecke weit gegen Westen an; dann folgt weite Tundra, unterbrochen von einzelnen jungen eruptiven Höhen. Decken von Trachyt und Melaphyr reichen bis in die Nähe des Vorgebirges Serdze Kamen; dieses selbst besteht aus Granit. Bogdanowitsch bemerkt aber, dieser Granit der Küste des Eismeeres sei in der Gesammtheit seines Auftretens wie in seiner Beschaffenheit

verschieden von dem jungen Granit des Cap Lütke und der Strasse Senjawin, und breite sich in Kuppen bis an die Küste der Bucht Koljutschin aus. Hier ist die Nähe von Pitlekaj erreicht, der Stelle, an welcher Nordenskjöld's Vega überwinterte, und die Berichte schliessen in erfreulicher Weise aneinander. Törnebohm's Beschreibung zeigt, dass von Idlidlja (W. von Serdze Kamen) über Pitlekaj bis zur Insel Koljutschin Gneiss zu Tage tritt, ferner eine granulitische Bergart, und an der O.-Seite der Koljutschin-Bucht in Verbindung mit diesen Gesteinen körniger Kalkstein.[70]

Es ist daher nicht unwahrscheinlich, dass von Nowosiltzew und den hohen Bergen zwischen den Buchten von Metschigma und S. Laurenz bis zum Eismeere O. von der Koljutschin-Bucht und bis zur Insel Koljutschin ein Zug von altem Granit und Gneiss vorhanden ist. Bogdanowitsch sagt, man sehe S. von dieser Bucht hohe Berge, die erst gegen WNW., dann NNW., hierauf NNO. westlich von der Bucht muthmaasslich bis Cap Onman (nahe 175° w. L.) ziehen.[71]

Auf Cap Irkaipi (180°) und dem benachbarten Berge Hammong Omang traf Nordenskjöld Olivin-Diabas, aufruhend auf schwarzem Schiefer mit Pflanzenresten, vielleicht zum Permo-Carbon gehörig.[72] Cap Jakan (nahe 176° ö. L.) bot Breccie, Sandstein und Porphyrtuff (Str. NS. in kleinerem Aufschlusse). In der Nähe beginnt die Felsreihe, welche bis Cap Schelagskoi (Erri) an der Tschaun-Bucht zieht.

Bogdanowitsch weist auf die gegen WNW. gerichtete Erstreckung aller Bergrücken dieser Strecke und vermuthet eine Verbindung der Gesteine des Tschutschkenlandes mit jenen der Tschaun-Bucht. Hier ist zu erinnern an die Thatsache, dass am Poginden (r. Zufl. d. kleinen Anuj) noch Str. NO. bis ONO., dagegen an der unteren Baranycha (165° ö. L.) Str. N. 30° W. herrscht. Das ist ein ähnlicher Gegensatz, wie am Ausgange der Strasse Senjawin und diese Umstände sprechen für Bogdanowitsch' Annahme, dass zwei Bogen vorhanden sind; derjenige, den wir den americanischen nannten, würde demnach bis zur Baranycha reichen.

Noch das Vorgebirge Baranow zeigt die Verlängerung gegen WNW. und besteht wie die ihm vorliegenden Inseln aus Schiefer und Granit.

Diese schräge WNW.-Richtung der Gesteine gegen die Küste gibt den felsigen Höhen der Gegend von Pitlekaj mit der Insel Koljutschin, hierauf dem Cap Schelagskoj und der felsigen Insel Rantan am Ausgange der Tschaun-Bucht, endlich dem grossen und kleinen Baranow sammt den Baranow-Inseln die Merkmale von Rias-Küsten.[73]

Beziehungen Asien's zu America. Bogdanowitsch hat versucht, diese Beziehungen zu ermitteln.[74] Die seitherigen Arbeiten der americanischen Forscher haben Vieles aufgehellt, aber sie lassen zugleich die besondere Schwierigkeit der Aufgabe erkennen. Diese Schwierigkeit liegt darin, dass die Seward-Halbinsel weniger ein Gebiet ausgesprochener Leitlinien, als örtlich umgrenzter Intrusionen von verschiedenem Alter ist. Diese Intrusionen wiederholen sich allerdings auf der asiatischen Seite. Das Rumanzof-Gebirge streicht breit gegen das Meer hinaus. Kotzebue-Sund mit dem niedrigen Lande bis Schischmaref gleichen einer Einsenkung des Rumanzof-Gebirges. Das kleine Stück normaler W. streichender Sedimente bei C. Deshnew mag vielleicht dem W. streichenden Silur der nördlichen Höhenzüge auf der Seward-Halbinsel entsprechen.

Die etwa 600 M. hohen York-Berge sind in 600 Fuss (183 M.) von einer scharf ausgeprägten Stufe umgürtet. Jenseits des zinnreichen Granites des Cape Mountain ragt aus der Bering-Strasse der steile Fairway-Rock auf; nach Lopp's Angabe besteht er gleichfalls aus Granit. Er besitzt in 600 Fuss einen flachen Gipfel, als würde die Abstufung am Rande der York-Berge über das Meer fortsetzen.[75] Die grosse Diomedes-Insel ist nach Dall Syenit.[76] Auch von hier wurde Zinn gebracht. Hienach darf angenommen werden, dass Cape Mountain mit seinem krystallinischen, in Contact mit dem Granit veränderten Kalkstein sammt Fairbank und Diomedes die Fortsetzung der Intrusiv-Gesteine und der veränderten Sedimente sind, die Bogdanowitsch von C. Lütke und Nunjam bis zur Laurenz-Bucht getroffen hat.

Weit schwieriger ist ein Urtheil über das im Süden folgende Gebiet. Mehrere Angaben weisen dahin, dass der von Nowosiltzew gegen Pitlekai und Koljutschin, dann bis zur Tschaun-Bucht verfolgte Zug von Granit und Gneiss wirklich von höherem Alter sei. Er wäre dann die wichtigste Linie des Tschutschken-

Landes. Seine Richtung gegen NW. oder WNW. würde übereinstimmen mit Str. N. 40° W. in den Falten des tertiären Landes im Süden der nahen Bucht Metschigma, ebenso mit der Annahme, dass sie ein Stück eines Alaskiden-Bogens sei. In Alaska könnte man aber nur auf die Chamisso- und Puffin-Inseln der Eschscholtz-Bai und den Berg Kiwalik hinweisen.

Allerdings könnte vermuthet werden, dass diese letzteren Punkte in Fortsetzung des Nordrandes der Flats einem innersten, südlichsten Theile des Rumanzof-Gebirges entsprechen, doch fehlt ausreichende Begründung.[77]

Im Unterbaue von Ittygran und Arrakam, dann bis Senjawin wiederholt sich die Richtung NW. bis WNW. Der graue Granit von Providence und Senjawin stimmt nach Dawson überein mit dem Granit der Westseite der durch 130 Kilom. gegen WNW. gestreckten Insel S. Laurenz. Auf der Höhe dieser Insel liegen vulcanische Tuffe; auch kleinere Kegel sollen vorhanden sein. Im Süden der Insel erwähnt Chamisso gleichfalls Granit. Collin erhielt von S. Laurenz ein carbonisches Fossil.[78] Alle diese Umstände lassen aber höchstens vermuthen, dass unter dem Flachlande des unteren Yukon ein Gebiet begraben liegt, das in ähnlicher Weise von granitischen Intrusionen durchsetzt ist wie die Seward-Halbinsel.

Das kleine, aber hohe Kings-Eiland ist nach Hooker Basalt.[79]

Indem gegen Süd das Meer breiter wird, vergrössert sich die Schwierigkeit der Anknüpfung. Gegen West scheint sich von der Hl. Kreuz-Bucht an die Beschaffenheit der Küste zu ändern. Die für diese Gegenden ganz ausserordentliche Höhe des Matatschingai (2797 M.) mit den andesitischen und liparitischen Felsarten, die nahe von seinem Fusse bekannt wurden, weckt sogar die Frage, ob nicht nach langer Unterbrechung wieder eine Spur des Vulcan-Bogens von Kamtschatka hier sichtbar wird. Aber der zwischenliegende Raum ist, wie sich gezeigt hat, fast völlig unbekannt.

Wir kehren zu dem fraglichen Gneiss- und Granit-Zuge Nowosiltzew-Koljuschin zurück.

Noch an der Baranycha, W. von der Tschaun-Bucht (167° ö. L., 68° 34′ bis 69° 9′ n. Br.), tritt Str. N. 30° W. auf, sagten wir, und schneidet das NO.-Streichen der Kolyma und

damit die Anadyriden ab (III*b*, 387). Man sollte vermuthen, dass, wenn irgend welche Beziehung zu den Alaskiden besteht, im Westen nach und nach die Richtungen NW. und NNW. zur Geltung gelangen sollten. Das ist nach Toll's Untersuchungen auf den Neu-Sibirischen Inseln in der That der Fall.[80]

N. von 70°, O. von der unteren Jana, am äussersten Ende des Tass Hajachtach, tritt Trias hervor (III*b*, 382). Dann folgt breite Tundra, aus der gegen den Swiatoj Noss basische Eruptiv Gesteine aufragen, und jenseits derselben ist die Strasse Laptew erreicht. Am Südrande der Insel Ljächow, drei Breitegrade N. von der Trias des Tass Hajachtach, wird ein Gebirge sichtbar, das dem Werchojan'schen Bogen fremd ist. Vier vereinzelte Granit-Kuppen erheben sich auf Ljächow aus dem flachen, gefrorenen Boden, der zahlreiche Reste von Elefanten enthält. „Man kann sich", sagt Bunge, „des Gedankens nicht erwehren, dass falls die Temperatur des Erdbodens sich nur für kurze Zeit über Null erhöbe, die Insel sich in einen flüssigen Brei verwandeln und auseinander fliessen würde."[81] Dann würden nur die Granit-Kuppen, vielleicht eine zusammenhängende granitische Zone zurückbleiben. Sie wäre mindestens 70 Kilom. breit.

Kotelny, die grösste Insel dieses Archipel's, erstreckt sich in der Nähe des Merid. 140° durch etwa 170 Kilom. Im Süden traf Toll Trias mit Pseudomon. ochotica; im Uebrigen besteht die Insel, abgesehen von einigen basischen Eruptiv-Gesteinen, aus einem oberdevonischen Höhenzuge mit Str. NNW. längs der Westseite und einem obersilurischen Zuge, Toll's Schmidt-Gebirge, mit gleichem Streichen, längs der Ostseite.

Das östlich anschliessende, flache Bunge-Land und die ausgedehnte Insel Fadejeff sind nur Schollen vereisten Bodens.

Im westlichen Theile der östlichsten Insel, Neu-Sibirien, liegen die oft besprochenen Holzberge (II, 216). Sie sind Baumstämme in einer tertiären, lignitführenden Ablagerung mit Blättern von Sequoia Langsdorfi, Populus arctica a. A. Die Ablagerung ist in steile Falten mit Str. NNW. gelegt und endet mit senkrecht gestellten Schichten an der äussersten Spitze der Insel, Cap Wyssoki.[82]

Somit ist zwischen 75° und 75° 30′ miocäne oder postmiocäne Faltung erwiesen. Wir können die Vermuthung nicht zurückweisen, dass auch die Neu-Sibirischen Inseln dem Baue der

Alaskiden angehören. Sie zeigen auch ihre jüngsten Falten im Osten, d. i. an der Innenseite, wie das Rumanzof-Gebirge.

Auf Bennett-Land fand De Long Eruptiv-Gesteine. Freiherr v. Toll langte im August 1901 vor der Insel an. Eispack verhinderte den Zugang; für kurze Zeit öffnete sich der Nebel und liess das 2000—3000 Fuss hohe und völlig von Schnee bedeckte Vorgebirge Emma sehen. Vulcanische Gesteine, von Gletschern herabgetragen, wurden auf dem Eise gesammelt.[83] Das befriedigte den unerschrockenen Forscher nicht. Er hat die Fortsetzung der Arbeit mit seinem Leben bezahlt. Seine letzte Aufschreibung lehrt, dass Bennett-Land den Bau des alten ostsibirischen Tafellandes wiederholt; Schmidt hat aus seinen Sammlungen Anomocare excavata und Graptolithen-Schiefer und Nathorst Pflanzen aus Trias und Jura beschrieben.[84]

Berge am unteren Yukon. Alle Berge, die hier aus der weiten Niederung aufragen, streichen SW.

Schon S. von 67° tritt der Koyukuk aus den älteren Felsarten heraus, aber der lang gegen SW. gestreckte, nicht hohe Zug der Yukon-Berge, der den Koyukuk vom Melozi trennt, ist entweder eine Fortsetzung der südlichen Gesteine des Rumanzof-Gebirges oder ein neuer divergirender Ast der Virgation. Sein SW.-Ende ist nicht erforscht.

Der wohl 150 Kilom. lange Cañon, in welchem der Yukon bei Fort Hamlin die Flats an ihrer SW.-Ecke verlässt, ist zum grössten Theile in devonische Diabase und grüne Schiefer eingeschnitten; hier liegen die Ramparts des Yukon.[85] Aehnliche Gesteine und ältere Schiefer bilden den langen Rücken der Gold Mountains zwischen Yukon und Melozi, und noch weiter gegen SW., südlich vom Yukon, die gleichfalls gegen SW. gestreckten Kaiyuh-Berge, die bis nahe 63° durch das Flachland des unteren Yukon fortziehen. Hier scheinen sie sich bogenförmig gegen W. zu krümmen und wahrscheinlich bildet ihre Fortsetzung die Vorgebirge im Süden von 62°. Ueber diese liegen aber nur kurze Angaben von Dall vor.

Die noch weiter gegen Süd liegenden Kuskokwim-Berge sind durch Spurr bekannt geworden.[86] Im Norden niedrig, erheben sie sich mehr und mehr gegen SSW. Beiläufig in 154° 20′, N. von 63°, tritt von Osten her der vom Alaska-Gebirge kommende Kuskokwim-Fluss in diese Höhen ein. Er durch-

schneidet sie in einem langen Cañon, wendet sich dann gegen W., verlässt hierauf die Berge und fliesst N. von ihren Fortsetzungen dem Meere zu. Die Berge setzen erst als vereinzelte Massen ihre Richtung SSW. fort, bilden dann das Oklune-Gebirge (Ahklun), an dessen N.-Rand (60° n. Br., 160° w. L.) der M. Oratia auf 7300 Fuss (2225 M.) geschätzt wird und dieses Gebirge ragt als Cap Newenham in das Bering-Meer.

In seinem nördlichsten Theile ist der Cañon des Kuskokwim in Kalkstein mit mitteldevonischen Korallen geschnitten; dann folgt stromabwärts durch eine lange Strecke eine granitische Arkose mit Pflanzenresten und Inoceramus, durchschnitten von langen, in hochgelber Farbe steil aufragenden Porphyrgängen. Etwa von Kolmakof an (W. von 159°) folgt dunkler andesitischer Tuff. Die Oklune-Berge bestehen aus einem alten Tuff und aus Kalkschiefer mit Aucella. Auch hier sieht man lange, hochaufragende Eruptiv-Gänge. Gegen SO. tritt viel Basalt heran.

Die Falten verrathen im Cañon des Kuskokwim grosse Unregelmässigkeiten des Streichens; sie bewahren aber bis zum Meere die Hauptrichtung SSW., auch besitzen sie, obwohl sie gegen das Meer vortreten, nach Spurr im Grossen einen synclinalen Bau.

Das Alaska-Gebirge trägt den höchsten Gipfel N.-America's und ist das nördliche Glied des grössten Bogens der Alaskiden, des Bogens der Aleuten. Spurr hat die Einheit seines bogenförmigen Laufes gezeigt. Der Bogen tritt nahe S. vom Tanana (64°) hervor und sein südlichster Theil erreicht 51° 25′. Um den Bau zu beschreiben, theilen wir ihn in drei Theile, das Alaska-Gebirge, die Halbinsel Alaska und die aleutischen Inseln.

Am Haupte von Cook's Einlass mündet, strahlenförmig zusammenlaufend, eine Anzahl von Flüssen; ihre Thäler stimmen nur zum Theile mit dem Streichen überein, aber sie sind entscheidend für die Gestalt der Oberfläche. Aus W. kommt der Skwentna, der den Yentna aufnimmt; er mündet unweit vom Meere in den von N. herabströmenden Sushitna. Aus NO. kommt der Matanuska; er mündet in die Bucht Knik; endlich mag der von O. kommende Fjord oder Meeresarm Turnagain hinzugefügt sein, welcher vielmehr ein Theil eines Eydes ist, das die Halbinsel Kenai bis auf eine niedrige und zum Theile von einem Gletscher bedeckte, 18 Kilom. breite Strecke vom Festlande abtrennt.

Alles Land zwischen diesen Flüssen ist von hohen Gebirgen eingenommen, welche zahlreiche Gletscher tragen. Der S. vom Skwentna liegende Theil ist das Tordrillo-Gebirge. N. vom Skwentna bis zum Sushitna erhebt sich das Alaska-Gebirge, das höchste und wildeste von Allen. Den Raum zwischen Sushitna und Matanuska nimmt das Talkeetna-Gebirge ein, das gegen Osten zum Plateau des Kupfer-Flusses abfällt. Die Gebirge im Süden des Matanuska zählen wir nicht zum Alaska-Bogen.

Nun begeben wir uns in das Gebiet der Schaarung.

An der Nordseite des Tanana bildet der Gneisszug der „Yukon Geanticline" canadischer Geologen, das Ende des Hauptzuges der Rocky Mountains Dieses Ende setzt Brooks in 64° 20′ n. Br., 147° w. L. Während dieser Gneiss der Rocky Mts. nach O., dann SO. fortstreicht, beginnt S. vom Tanana, ganz nahe am Flusse eine südliche Kette; ihr Beginn liegt nahe 63° n. Br. und 143° w. L. Ihre alten Schiefer bilden die NO.-Seite des Mentasta-Gebirges, dessen Südseite aus obercarbonischem und permischem Kalkstein besteht, und gegen die Vulcane der Wrangell-Gruppe abdacht. Sehr rasch nimmt der Schiefer gegen West an Höhe zu. Während die Gipfel der Rocky Mountains im Norden des Tanana etwa 1800 M. erreichen, steigt in diesem Zuge bald M. Kimball über 3000 M. und W. von diesem, in 147°, erreicht M. Hayes über 4400 M. (Fig. 33).

Diese grossen Höhen bilden zugleich den Nordrand des Plateau des Kupfer-Flusses. Die Südseite des M. Kimball ist nach dieser Seite von einer mächtigen, grabenförmigen Versenkung durchschnitten, in welcher carbonischer und permischer Kalkstein liegen. Südlich davon treten noch einmal am Rande des Plateau des Kupfer-Flusses die alten Gesteine hervor. Mendenhall und Schrader sagen, die Dislocation sei so jung, dass Schollen von kohlenführendem Tertiär eingeklemmt wurden.[87]

Brooks hat den Eindruck erhalten, als ob die Axen der grossen Ketten nicht zusammentreffen, sondern vielmehr sich übergreifen würden.[88] Die Rocky Mountains treten nicht unmittelbar mit dem Alaska-Gebirge in Schaarung, wie die südlichen Zonen an der Tschugatsk-Bucht. Das Alaska-Gebirge fügt sich vielmehr mit einer über den Meridian der Schaarung reichenden Verlängerung an die Südseite der Rocky Mountains, die in 147° im Meridian des M. Hayes, enden.

M. Chisana, der letzte Sporn des Alaska-Gebirges, besteht aus gewaltsam gewundenem, krystallinischem Schiefer. Mendenhall hat die Kette O. vom M. Hayes, von Süden, d. i. vom Plateau des Kupfer-Flusses kommend, gekreuzt. Er traf am südlichen Fusse einen jüngeren, dynamisch nicht veränderten Granit, hierauf deformierte Gabbro- und Diabas-Gesteine, innerhalb der Kette aber nur dieselben Schiefer (hier Tanana-Schists genannt), welche jenseits des Flusses den Gneiss umhüllen und viele gegen SW. streichende Züge des Westens (Kaiyuh u. A.) zusammensetzen.[89] Dieselben Schiefer erreichen WSW. von hier (in 149°) in grosser Breite nach Eldridge's Beobachtungen den Hauptzug, an dessen Westseite der Mt. Mc. Kinley liegt. Zugleich umfassen sie O. von demselben das Thal des Sushitna, an dessen rechtem Ufer aus ihnen ein längerer Granit-Zug hervortritt.[90]

Über den Bau des Mt. Mc. Kinley (20.300 Fuss = 6187 M.) und des 24 Kilom. südlicher liegenden Mt. Foraker (17.100 Fuss = 5212 M.) berichtet Brooks das Folgende.

Das tiefste Glied erscheint auf der Nordseite und dürfte ein wahrer archaischer Gneiss sein. Man trifft weiter ein metamorphisches Conglomerat, oft gneissartig. Darüber folgt eine Serie von Schiefer und Phyllit, über dieser Kalksteine, Schiefer und sandige Lagen mit untersilurischen Versteinerungen, und dann in weiter Verbreitung devonischer Kalkstein. Endlich folgt im Süden eine mächtige Folge von Sandstein und Schiefer mit mesozoischen Versteinerungen. Diese letztere keilt gegen NO. völlig aus. Die höchsten Spitzen des Mc. Kinley und des Foraker dürften von einem Zuge von jüngerem intrusivem Granit oder Granodiorit gebildet sein. Einen zweiten ähnlichen Granit-Zug im Sushitna-Thale haben wir bereits erwähnt.[91]

Hier folgen daher die Sedimente ihrem Alter nach von Nord gegen Süd, während im Rumanzof-Gebirge die Folge von Süd gegen Nord geht. —

Der Hauptzug des Alaska-Gebirges besitzt in 62° noch Höhen von 10.000 Fuss und erreicht den See Clark mit 5000 bis 6000 Fuss. Oestlich davon erweitert sich das Thal des Sushitna schon etwa 140 Kilom. oberhalb Cook's Einlass. Das alte Schiefer-Gebirge verschwindet unter einem Saume von Kenai-Ablagerungen und man gelangt in ein breites, niederes Schwemmland, das bis Cook's Einlass reicht.

Im Westen dieses Flachlandes, am linken Ufer des unteren Yentna, steht der einsame Yenlo Mt. (62° 8′ n. Br., 151° 15′ w. L., 3000 bis 4000 Fuss). Bimsstein liegt an seinem Fusse; nach Spurr ist er der nördlichste der Aleuten-Vulcane.

Das Innere des wilden Talkeetna-Gebirges ist unbekannt. Im Westen ist es vom Thale des Sushitna, im Südosten vom Matanuska-Thale begrenzt. Der Fluss Matanuska entspringt auf der Höhe des Plateau des Kupfer-Flusses und er erreicht in südwestlichem Laufe den Busen Knik. Martin erhielt den Eindruck eines Grabens, 11—13 Kilom. breit, begrenzt von ziemlich geraden und parallelen Brüchen. Doch sei möglicher Weise auch die grössere Widerstandsfähigkeit der begrenzenden Felsarten Veranlassung dieses Eindruckes. Mendenhall traf Aucella crassicollis und Belemniten. Auch Braunkohle und ein muthmaasslich mesozoisches Anthrazit-Flötz sind vorhanden.[92]

Das Tordrillo-Gebirge, von Spurr durchkreuzt, ist ein kaum scharfabgegrenzter Nebenrücken des Alaska-Gebirges. Alle seine Gesteine sind spätmesozoisch. Es sind basische Laven und Tuffe wechselnd mit granitischer Arkose, darüber schwarzer Schiefer, unreiner Kalk und Arkose mit Pflanzenresten, das Ganze synclinal gelagert und von zahlreichen und verschiedenartigen Gängen durchzogen (Aplit bis Gabbro). Die meisten von ihnen liegen im Streichen. Der mittlere Kamm des Gebirges (Cathedral Peak, 5500 Fuss, 1676 M.) ist ein solcher, einige Kilometer breiter Gang von quarzführendem Syenit.[93]

Noch ist ein Blick auf das Flachland am Haupte von Cook's Einlass zu werfen. Der vulcanische M. Yenlo wurde erwähnt. M. Sushitna, vereinzelt, W. von der Mündung des Sushitna, ist Granit von unbekanntem Alter. Obwohl das Thal des Sushitna die bedeutendste Verlängerung des Flachlandes bildet, wird sich doch bald zeigen, dass Knik und Matanuska die tektonische Fortsetzung von Cook's Einlass sind.

Die Halbinsel Alaska (II, 242). Kaum irgend ein Theil der pacifischen Kränze ist so genau bekannt wie diese Halbinsel sammt der Schelikof-Strasse und Cook's Einlass. Da die hier hervortretenden Thatsachen von ziemlich unerwarteter Art sind, erfordern sie eine genauere Betrachtung.

Die hohe Alaska-Kette, sagten wir, erreicht gegen Süden den See Clark (zwischen 61° und 60° n. Br.). Eine Reihe weiterer

grosser See'n folgt durch die Halbinsel hinab, so Iliamna, Kukaklek, Naknek, Bescharof, bis zu den Ugaschik-See'n, die 57° 15′ erreichen. Alle entleeren sich gegen Westen durch einen Saum von flachem Land und die Bristol-Bai.

Eine sehr lange und schmale Zone von Granit, stellenweise auch als Syenit bezeichnet, zieht durch die Halbinsel, und zumeist gerade in der Nähe der Zone der See'n. Man kann nicht beweisen, dass sie die unmittelbare Fortsetzung des Alaska-Gebirges ist. Wahrscheinlich stellt sie eine um ein Geringes weiter im Osten liegende Kulisse dar, und vielleicht gehört ihr der vereinzelte Granit-Berg Sushitna an. Jedenfalls erscheint sie als ein zusammenhängender Zug bereits in 60°; sie wird etwas breiter in Mt. Johnson, S. vom See Naknek, streicht über die westlichen Enden der folgenden See'n fort und soll nach Berichten von Purington (in Dall) an der Westseite der Halbinsel bis in die Nähe von Port Möller (56°) reichen. Grewingk verzeichnet sogar noch südlichere Punkte.

Spurr hat zuerst gezeigt, dass dieser über vier Breitegrade sich erstreckende Granitzug von vorjurassischem Alter ist.[94] Das ergibt sich aus dem Bestande von jurassischen Granit-Conglomeraten und jurassischer Arkose.

Das älteste Sediment sind, abgesehen von aufgerichtetem Schiefer auf Woody Island (Kadiak), die Trias-Schichten mit Pseudomonot. subcircularis am Eingange in die Cold-Bai, 57° 40′ und an einem nördlicher gelegenen Vorgebirge.[95] Zum oberen Lias zählt Pompecki die Versteinerungen der Kialagvit-Bai (57° 30′).[96]

Die Gliederung der höheren Schichten haben Martin und Stanton erforscht.[97]

Das älteste, sicher bekannte Glied des Jura hat hienach folgende Beschaffenheit in der Nähe von 60°. Es beginnt mit einer Bank von granitischem Conglomerat und diesem folgen wohl 3000 Fuss von dunklem, sandigem Schiefer mit Bändern von Kalkstein und vielen Fossilien. In den unteren Bänken herrschen Bivalven; in den höheren treten Cadoceras, Macrocephalites, Stephanoceras, Phylloceras u. A. auf, neben ihnen zahlreiche Inoceramen, auch einzelne Pflanzenreste, wie Sagenopt. Goeppertiana u. A.

Dieses ist Martin's Enochkin-(Inosskin-)Stufe; nach Stanton ist es Kelloway. In ihr wurde Petroleum getroffen und wurden

über 1000 Fuss tiefe Bohrungen ausgeführt. Sie stimmt überein mit den schon früher von Pompecki zum Kelloway gerechneten Ablagerungen von Katmai (58°) und ist an vielen Stellen an der Ostseite des Granit-Gebirges bis weit nach Süden bekannt. Sie wird auch am anderen Ufer von Cook's Einlass auf Anchor Point (Kenai) sichtbar.

Sie ist überlagert von Spurr's Naknek-Stufe. Zunächst folgen in Martin's Darstellung 290 Fuss eines Conglomerates von Granit und altem Schiefer mit andesitischer Asche im Bindemittel, dann oft wiederholte Lagen von Sandstein und Andesit. An der Chinitna-Bai (W.-Seite von Cook's Einlass) erreicht dieser Wechsel die Mächtigkeit von über 5000 Fuss. Dieses ist der Horizont der Aucella Pallasi. Stanton erwähnt auch dem Cardioc. alternans und dem Card. cordatum ähnliche Formen und stellt die Naknek-Stufe der russischen Wolga-Stufe gleich. Die genannten Ammoniten gestatten die Vermuthung, dass noch etwas tiefere Stufen vorhanden sind.

Die beiden Glieder des Jura, Enochkin und Naknek, ziehen von 61° an durch mindestens fünf Breitegrade. An wenigen Stellen gesellt sich dazu das Neocom mit Auc. crassicollis; bei Port Möller (56°) ist die Halbinsel nur 9 Kilom. breit und besteht sie nur aus den beiden Aucellen-Schichten.

Die mittlere und obere Kreide sind an wenigen Stellen bekannt, und zwar als pflanzenführende und als Schichten mit Inoceramen.

Die tertiären Ablagerungen beginnen mit dem typischen Eocän mit Venericardia planicosta, das Palache in der Stepowak-Bai (nahe gegenüber Pt. Möller) entdeckt hat.[98]

Die flötzführende Kenai-Stufe tritt im Norden von Cook's-Einlass am Unterlaufe des Sushitna und am Busen Knik in regelmässiger Lagerung auf und erlangt durch West-Kenai bis zur Bucht Kachemak ansehnliche Entwicklung. Sie erscheint auch bei Tyonek (N. von 61°) am W.-Ufer des Einlasses. Andesitische Aschen und Tuffe sind ihr oft eingelagert. Vereinzelte Schollen sind weit im Süden getroffen worden.

Der Kenai-Stufe folgen im Süden Conglomerate mit Treibholz, Dall's Unga-Stufe, den Einwohnern wegen ihres Gehaltes an Bernstein wohlbekannt. Auf diesen liegen marine, durch eine grosse Crepidula bezeichnete Lagen.[99]

Der Enochkin-(Kelloway)- und Naknek-(Wolga-)Stufe fällt demnach ein sehr bedeutender Theil der Ostküste der Halbinsel zu. An der Westseite von Kenai und wahrscheinlich auch von Kadiak auftretende Spuren zeigen an, dass sie unter Cook's Einlass und vermuthlich unter der Schelikof-Strasse durchstreichen. Vom Ujakuschatsch (Burnt Mt. oder Redoubt Volc.; 60° 30′) an sind ihnen, so weit die Sachlage bekannt ist, alle die hohen, jungen Vulcane aufgesetzt. Die Zeit der andesitischen Eruptionen reicht hier mindestens in die Wolga-Stufe oder den oberen Jura zurück. In Ost-Hokkaido sahen wir, dass der südliche Theil der vulcanischen Zone der Kurilen mindestens bis in die obere Kreide zurückreicht.

S. von 60° nennt Martin in der Halbinsel von West gegen Ost zuerst den Granit-Zug; er bildet hier Grewingk's Tschigmit-Gebirge, rauh und mit der mittleren Höhe von 3500 Fuss (1067 M.). Dann folgt nach allem Anscheine eine bedeutende Verwerfung und dieser eine arg zerknitterte, enge Anticlinale von Enochkin, hierauf eine enge Synclinale, endlich ein breiter, flacher Sattel (2200 Fuss, 670 M.) derselben Stufe, gegen das Meer hin concordant und gewölbartig überdeckt von Naknek.[100]

Vom Naknek-See ist Spurr gegen SO. nach Katmai (58°) an der Ostküste gegangen. Hier ist die Halbinsel 135 Kilom. breit. Flachland begleitet den Westen; dann gelangt man an den breiten, unteren Theil des See's; seine Ufer sind Syenit und Hornblende-Granit. Gegen Ost verengt sich der See. Es folgt eine grüne, granitische Arkose, fast flach gelagert, mit jurassischen Fossilien, auch ein muthmaasslich gleichzeitiger Augit-Andesit. Die Arkose begleitet den Aufstieg zu dem 3500 Fuss hohen Passe zwischen zwei hohen Vulcanen; von rechts kommen Gletscher herab. Unter dem Passe brechen Mengen von sehr heissem Wasser hervor und bilden einen rasch dahinfliessenden Strom. Nun blickt man gegen Ost durch ein weites Thal gegen die Schelikof-Strasse. Die Arkose hält aber auch jenseits der Vulcane an; auch hier ist ihre Lagerung kaum gestört, bis auf eine leichte Aufrichtung gegen einen der Vulcane. Erst in der Nähe des Meeres, bei Katmai, ist sie wieder leicht aufgerichtet. Von hier stammen die von Pompecki beschriebenen Vorkommnisse von Cadoceras u. A. Ganz nahe N. von hier, im Amelik-Hafen, traf Dall groben Sandstein mit einem schlechten

Kohlenflötz, Fall. 30° NO.; noch etwas nördlicher, bei Cap Douglas, liegt dieser Sandstein horizontal, wechselnd mit andesitischen Ergüssen; hier führt er Sequoia Langsdorfi.[101]

Nicht weit südlich von Katmai liegt Cold-Bai. Das Querprofil hat Martin beschrieben. Im Westen ist auch hier Flachland. Der Granit-Zug streicht W. von dem See Bescharof und den Ugaschik-See'n vorüber; er umfasst noch den westlichsten Theil von Bescharof. Dann gelangt man in die jurassischen Arkosen und Sandsteine. Ueber diesen erhebt sich, die See'n trennend, der Vulcan Peulik (5000 Fuss). Enochkin ist in weite, dem Ost-Ufer parallele Falten gelegt; in der Axe eines gegen das Meer unvollständigen Sattels, nach anderer Angabe in Folge einer Ueberschiebung, kömmt die Trias NO. von Cold-Bai zu Tage. SW. von dieser Bai und landeinwärts, auch bis gegen Katmai herrscht Naknek.[102]

Kreuzen wir nun Cook's Einlass.

Den Osten der Halbinsel Kenai nimmt ein unwirthliches, älteres Gebirge ein, das bald als das Kenai-Gebirge beschrieben werden soll. Den grössten Theil des Westens bildet eine ausgedehnte Tafel von Kenai-Schichten, welche theils dem eben genannten älteren Gebirge und theils, wie die Spuren am Ufer verrathen, den mesozoischen Schichten discordant aufgelagert ist. Sie kann, wie bereits erwähnt, als die Fortsetzung der Kenai-Schichten des niedrigen Landes am Haupte von Cook's Einlass angesehen werden.

Furuhjelm und Osw. Heer haben gezeigt, dass in 59° 21′ auf Süd-Kenai die blattführenden Schichten der unregelmässigen Oberfläche krystallinischer Gesteine discordant aufgelagert sind und dass Trapa, Unio und Paludina sie als eine wahre Süsswasserbildung kennzeichnen.[103] Von 59° 30′ an schneidet die Bucht Kachemak tief gegen NO. in den Leib von Kenai ein. Ihre Nordseite ist ein bis 550 M. hoher Abfall, der wiederholte Kohlenflötze in ruhiger Lagerung übereinander blosslegt. Schon im 18. Jahrhunderte haben Portlock und russische Forscher diese merkwürdige Schichtfolge erwähnt. Dall und Stone haben sie beschrieben.[104]

Der Abfall gegen Kachemak ist der Südrand einer fast 130 Kilom. langen und 40 Kilom. breiten Tafel, die nordwärts gegen den Turnagain-Arm (61°) allmählig sich senkt. Die

Lagerung zeigt breite, ruhige Wellung. Bei Cap Kussilof (60° 22′) sinken die Flötze unter das Meer. In Turnagain ist die Tafel nur 15 M. hoch, aber N. von Turnagain kennt man sie wieder und von hier dringen, wie gesagt, ihre Fortsetzungen in die unteren Theile der Flussthäler.

Wir kehren zur Kachemak-Bai zurück.

Unter den Kenai-Schichten erscheinen Tuff und Sandstein, gefaltet, mit jurassischen Versteinerungen, und an mehreren Stellen, namentlich in Halibut Cove, traf Palache unter diesen heftig gefaltete, dünn geschichtete, rothe und grüne Radiolarien-Gesteine in Begleitung von Diabas, an einer Stelle von Gabbro. Emerson vergleicht sie vermuthungsweise der „Franciscan Series" Californien's. Sie lagern auf altem Schiefer des Kenai-Gebirges.[105]

Von den Schumagin-Inseln (55° 30′ bis 54° 30′) sind die östlichen granitisch; weiter gegen West herrschen metamorphische Schiefer und Quarzite. Die grösste Insel, Unga, liegt am weitesten gegen West, und zunächst der Ostküste der Halbinsel, an welcher, aus der nahen Stepovak-Bai, Eocän mit Veneric. planicosta erwähnt worden ist. Unga, wie das benachbarte Popof bestehen aus flach wellig gelagerten, flötzführenden Kenai-Schichten, überlagert von den Unga-Conglomeraten, über welchen die marinen Schichten mit Crepidula liegen.[106]

Schematisch aufgefasst, gibt Cook's Einlass folgendes Profil: 1. Granit; 2. Kelloway- und Wolga-Schichten und andesitische Ausbrüche während eines Theiles dieser Ablagerungen; Zone der heutigen Vulcane; 3. Cook's Einlass; 4. Tafel der Kenai-Schichten, gelagert auf 5. unterem Jura und Radiolarien-Schichten, endlich auf 6. dem alten Kenai-Gebirge; 7. Vortiefe und 8. Ocean.

Die Kenai-Tafel verräth, dass dieses Gebiet einst bis weit hinab von süssem Wasser erfüllt war. Der Vergleich mit anderen Theilen der Erde, und insbesondere die Lagerung der Kenai-Schichten, gestatten hier einen Graben zu erkennen, hervorgegangen aus wiederholten Senkungen an streichenden Brüchen. Eine Bestätigung liegt in dem Umstande, dass, wie später gezeigt werden soll, die Gruppe der Wrangell-Vulcane sicher in einem Graben liegt und dass mesozoische Schichten in der Richtung von Cook's Einlass durch Matanuska gegen das Plateau des Kupfer-Flusses und gegen Wrangell fortstreichen. Es wurde bereits

gesagt, dass auch Matanuska auf Martin den Eindruck eines Grabens gemacht hat.

Die Aleuten. Trotz der Uebersichten von Grewingk, Dall und Becker ist es schwierig, zu einem bestimmten Urtheile über das Grundgebirge der Aleuten zu gelangen. Es ist bisher nur an einzelnen weit von einander entfernten Punkten bekannt geworden. Diorit, ähnlich jenem von Cap Karluk (NW. Kadiak) wird von N. Unalaschka angeführt; der Hornblende-Andesit der in den J. 1790 und 1883 nördlich von Unalaschka neu gebildeten Vulcane Bogosslovsk und Grewingk soll Blöcke eines ähnlichen Diorit's umschliessen.[107] Attu, weit im Westen, besteht aus alten Felsarten wie Quarzit, Diorit u. A.

Oft treten tertiäre Sedimente auf, und zwar sowohl Kenai als die marine Stufe. Häufig sind diesen basaltische oder andesitische Laven eingeschaltet.[108]

Bei weitem den grössten Antheil an dem Aufbaue des langen Bogens nehmen aber die hohen Vulcankegel mit ihrer breiten Basis ein. Nicht wenige von ihnen erreichen 3000 M. Die Zahl der seit einem Jahrhunderte thätigen oder wenigstens rauchenden Krater kann nach Becker's kritischem Verzeichnisse vom Ujakuschatsch in Cook's Einlass (152° 45′ w. L.) bis Klein-Sitkin (178° 30′ ö. L.) auf 42 geschätzt werden. Yenlo liegt noch jenseits Ujakuschatsch; Kiska, jenseits Klein-Sitkin (177° 30′ ö. L.) besteht aus Hornblende-Andesit und Buldir (176° ö. L.) ist ein alter Kegel.

Man kann Grewingk's und Becker's Listen nicht durchsehen, ohne erstaunt zu sein über die gleichförmige Vertheilung der rauchenden Essen auf dieser langen Strecke. Nur zwischen den Vulcanen S. Augustin (153° 51′) und Wenjaminow (159°), d. i. bis über die Mitte der Halbinsel Alaska herab, bleibt eine grössere Lücke, aber von Pawlow (161°), bis Klein-Sitkin (178° 30′ ö. L.) ist kaum eine grössere Lücke vorhanden, als von $1^1/_2$ bis höchstens 2 Längengraden. Zwischen diesen rauchenden Vulcanen liegt noch eine grosse Anzahl heisser Quellen; eine derselben, auf Umnak (Vulc. Sewidowski, 168° 12′), traf Wenjaminow im Zustande eines rhytmischen Geyser's.[109] Querspalten werden nicht erwähnt; die neuen Vulcane Bogosslovsk und Grewingk stehen um ein geringes innerhalb des Bogens.

Im J. 1790 war, wie gesagt, der Vulcan Bogosslovsk

(53° 56′ n. Br., 167° 57′ w. L.) entstanden. Im Frühjahre 1883 bemerkte man in seiner Nähe vulcanische Phenomene; ein zweiter neuer Vulcan, welchem Dall den Namen Grewingk gegeben hat, begann sich aus dem Meere aufzubauen; im October 1883 trat er in das Maximum seiner Thätigkeit und zur selben Zeit brach weit von dieser Stelle der Vulcan S. Augustin in Cook's Einlass los (59° 23′ n. Br., 153° 51′ w. L.), welcher, seitdem er bekannt war, d. i. seit mindestens einem Jahrhundert, geschlummert hatte. Eine unmittelbare Verbindung auf eine so ausserordentliche Entfernung ist kaum erweisbar, aber abgesehen von diesem Vorfalle zeigt der aleutische Bogen in der gleichmässigen Vertheilung seiner Ausbruchstellen einen Grad der Einheit und des Zusammenhanges, der kaum einer zweiten Vulcanreihe in gleichem Maasse zukömmt.

Die weit im Westen gelegenen Kommandeur-Inseln bestehen aus zwei gegen NW., daher allerdings in der fortgesetzten Richtung des aleutischen Bogens, gestreckten Streifen Landes. Bering-Insel, die grössere, etwa 80 Kilom. lang, ist nicht so hoch wie die andere, die Kupfer-Insel. Das Vorkommen von gediegenem Kupfer auf der Letzteren hat zu der Vermuthung geführt, dass hier ältere Felsarten anstehen. Man weiss jetzt, dass das Kupfer vom Meere ausgeworfen wird. Grebnitzky und Dawson zeigen, dass Basalte und tertiäre Schichten diese Inseln oder wenigstens den grössten Theil davon bilden. Man kennt Lignit von der Bering-Insel und die Tafelberge (Stolovoi) enthalten marine Fossilien. Auf der Kupfer-Insel sind an einer Stelle fast senkrechte Schichten bekannt. Erdbeben sind häufig. Bei heiterem Wetter sieht man die Gipfel der Vulcane von Kamtschatka.[110]

Mancherlei Räthsel knüpfen sich an das Gesagte. Die thätige Vulcan-Linie erzeugt nach Becker auf den Inseln ausschliesslich andesitische Laven. In den tertiären Lagen überwiegen die Basalte. Ueberhaupt sind die tertiären Eruptiv-Gesteine nicht nur hier, sondern am ganzen unteren Yukon und auf den Inseln des Bering-Meeres bis auf die asiatischen Küsten so verbreitet, dass, ganz wie auf Kamtschatka, der heutige Vulcan-Bogen als ein eingeengter Rest einer früher viel allgemeineren eruptiven Thätigkeit erscheint.

Eben so unerwartet ist die Lagerung der tertiären Sedi-

mente. Am unteren Yukon ist ihre Faltung auf weite Strecken so bedeutend, dass Spurr die „Post-Kenai-Revolution" als eine der wichtigsten Phasen der Gebirgs-Bildung bezeichnete. In Kenai selbst bilden sie dagegen im Angesichte der grossen Vulcane eine grosse, gesenkte, aber kaum gefaltete Tafel. Man versteht, dass die marine Stufe weit hinaus gegen West fortsetzt und noch auf der Bering-Insel Tafelberge bildet. Viel schwerer ist zu begreifen, wie die blattführende Kenai-Stufe über Cook's Einlass hinaus die Bedingungen ihrer Bildung finden konnte. Es ist wahr, dass in den westlicheren Theilen des Archipels der Nachweis dieser Stufe nur auf das Vorkommen von Treibholz und Bernstein begründet ist, aber es wurde erwähnt, dass bei Port Möller auf der Westseite der Halbinsel, gegen das offene Bering-Meer Kohlenflötze vorhanden sind (160° 45') und dasselbe ist noch der Fall in der Makuschkin-Bai auf Unalaschka (167°).

Das Kenai-Gebirge. Aeltere Felsarten treten auf mehreren der Schumagin-Inseln zu Tage; es mag dahin gestellt bleiben, ob sie der Zone angehören, die nun besprochen werden soll. Dunkle Schiefer und Sandstein, auch in grösserer Ausdehnung nicht genauer bekannte ältere Felsarten, bilden Kadiak, Afognak, dann die 3000—4000 Fuss hohen Berge des östlichen und südlichen Kenai und sind am Ende von Cook's Einlass nur durch den Eyd von Turnagain von dem Tschugatsk-Gebirge getrennt. Zugleich tritt hier aus dem Meere gegen die Bucht von Tschugatsk (Pr. William's Sund) hin ein Archipel von nicht weniger als fünfzig grösseren und kleineren, bis zu 3000 Fuss hohen, felsigen Inseln hervor, zumeist gegen NO., im Sinne des Streichen's, ausgestreckt, wie die 72 Kilom. lange Insel Montague. Die Bucht selbst ist umgeben von dem von vielen Fjord's eingekerbten Tschugatsk-Gebirge und die 5000—6000 Fuss hohen Vorgebirge zwischen den Fjord's entsprechen durch ihre Lage zum Theile Verlängerungen der genannten Inseln. Das Gebirge ist hier etwa 80 Kilom. breit mit einzelnen Gipfeln bis 8000 Fuss. Es ist stark vereist und sehr schwer zugänglich.

Unter nicht genug anzuerkennender Aufopferung haben Schrader und seine Mitarbeiter die Grundzüge des Aufbaues dieses Hochgebirges ermittelt. Es umgibt die Bucht und das Streichen ist WSW. bis OW. Alle Gesteine sind heftig gefaltet

und im Allgemeinen gegen N. geneigt; da aber die ältesten Glieder landeinwärts liegen, ergibt sich, dass das Gebirge gegen Süd überfaltet ist. An dem scharf begrenzten Nordrande treten Glimmerschiefer, Quarzschiefer und krystallinischer Kalkstein (Klutina Series) auf; ihnen folgt gegen Süd eine mächtige Serie von verändertem blaugrünem Quarzit, graphitischem Thonschiefer, auch gestrecktem Conglomerat (Valdes Serie) und näher am Meere herrscht eine massige Arkose mit viel schwarzem Schiefer nnd einzelnen Bänken von Kalkstein (Orca Series). Mächtige Lagen von kupferführendem Diabas schalten sich, namentlich auf den Inseln des Tschugatsk-Sundes, in den tieferen Theil der Orca Serie ein.[111]

Diese Orca-Serie ist von Emerson der von Russell im Gebiete des Elias-Gebirges ausgeschiedenen Yakutat-Serie gleichgestellt worden.[112] Organische Reste und sonstige Spuren, die Ulrich von Inseln in der Nähe des Dorfes Kadiak beschrieben hat, darunter Inoceromya (sehr ähnlich Inoceramus), Chondrites divaricatus u. A. tragen eine schlagende Aehnlichkeit mit einem obercretacischen Flysch der Alpen. In Europa möchte man wohl kurzweg von einer Flysch-Zone am Aussenrande des Gebirges sprechen.

Uebersicht der Alaskiden. Drei Hauptäste nehmen den hervorragendsten Antheil an dem Aufbaue der gegen Westen sich öffnenden Virgation der Alaskiden. Sie sind: das Rumanzof-, das Alaska- und das Kenai-Gebirge.

Das Rumanzof-Gebirge tritt in 147° am Eismeere hervor und sein Nordrand streicht von da in concavem Bogen bis Cap Lisburne. Wo es am besten bekannt ist, etwas W. von den Flats, heisst es das Endicott-Gebirge und besteht aus altem, goldreichem Schiefer, dann bis an den genannten Rand aus palaeozoischen Ablagerungen. Jenseits dieses Raumes liegt noch ein cretacischer und ein tertiärer Saum bis zur Tundra. Die alten Felsarten der Südseite erreichen im Kotzebue-Sund das Bering-Meer.

Die intrusiven Vorkommnisse der Seward-Halbinsel treten über die Diomedes-Inseln nach Asien hinüber und wiederholen sich auch anderwärts auf der Halbinsel der Tschuktschen. Ein langer Zug von Granit und Gneiss streicht wahrscheinlich gegen WNW., von Cap Nowosiltzew nach Koljutschin und der

Tschaun-Bucht. Die Halbinsel der Tschuktschen ist die Fortsetzung der Seward-Halbinsel, auch eines Theiles des Rumanzof-Gebirges, aber der grosse, gegen Nord concave Bogen, dessen Streichen im Osten SSW., dann von 152° an W. gewesen ist und noch am Cap Lisburne und im Kotzebue-Sunde fast W. ist, wendet sich wahrscheinlich in Asien gegen WNW. und auf den Neu-Sibirischen Inseln gegen NNW.

Die Yukon-Berge, die Gold-Mountains, so wie die Kaiyuh-Berge im Süden des Yukon, die N. von 63° das Meer erreichen, sind eingeschaltete Nebenäste der grossen Virgation. Die Kuskokwin-Berge, in Cap Newenham endend, sind im Wesentlichen eine mesozoische Synclinale und können als ein solcher Nebenast nicht gelten.

Das Alaska-Gebirge beginnt an der Südseite des Tanana, indem es für eine kurze Strecke die Südseite des Gneiss-Zuges des Rocky Mountains berührt. Es steigt sehr rasch zu grossen Höhen an, bildet den Hochgipfel Mc. Kinley, sinkt dann wieder von seiner Höhe ab, und erreicht den See Clark.

Im Alaska-Gebirge ist die Anordnung der Gesteins-Zonen jener im Rumanzof-Gebirge entgegengesetzt. Der Gneiss erscheint als die Unterlage an der Nordseite; Schiefer bilden den Hauptzug, ein intrusiver Granit-Zug wahrscheinlich die höchsten Gipfel; ein zweiter Granit-Zug tritt im Sushitna-Thale auf. Palaeozoische Sedimente folgen und eine mesozoische Aussen-Zone dacht gegen das Plateau des Kupfer-Flusses ab.

Der lange mesozoische Zug, der im Archipel der Aleuten und auf der Halbinsel Alaska die hohen Vulcane trägt, setzt durch das Matanuska-Thal in den Westrand des Plateau des Kupfer-Flusses, zugleich in den mesozoischen Aussenrand des Alaska-Gebirges fort. Der Busen Knik wird zur tektonischen Fortsetzung von Cook's Einlass und dieser Einlass nimmt mit Schelikof Strasse durch die tertiäre Tafel auf Kenai die Merkmale eines Grabens an.

Obwohl durch das Gebiet des unteren Yukon und weithin durch Alaska die Inseln des Bering-Meeres und das Tschuktschen-Land die Spuren von tertiärer und noch jüngerer vulcanischer Thätigkeit ausgestreut sind, sieht man doch nirgends einen hohen Kegel oder einen thätigen Vulcan, mit Ausnahme der Bogenlinie der Aleuten.

Das rauhe Kenai-Gebirge umfasst Ost-Kenai und wenigstens noch Kadiak. Es besteht, so weit es bekannt ist, aus veränderten alten Sedimenten und einer flysch-ähnlichen südlichen Aussenzone; die Anordnung der Gesteinszonen entspricht jener des Alaska-Gebirges, d. i. der jüngere Saum liegt im Süden.

Dann folgt die Vortiefe.

Alle wesentlichen Merkmale der Alaskiden stimmen mit dem Baue der asiatischen Randbogen überein. Sie sind ein Glied derselben Reihe. Sie treten in Schaarung mit den Rocky Mountains und dem Elias-Gebirge zusammen. Diese werden nun zu betrachten sein.

# Anmerkungen zu Abschnitt XIX: Eintreten der asiatischen Inselkränze nach America.

1 K. J. Bogdanowitsch, Beschreibung d. Lagerung des Marekanites in der Nähe der Stadt Ochotsk und Geol. Skizze der W.-Küste des Ochot'schen Meeres; 64 pp., Karten.

2 J. P. Tolmatschew, Sechster Bericht der Chatanga-Expedition; Isw. russ. Geogr. Ges., 1906, XLII, p. 792 u. folg. r.; Uebersichtskarte ebendas. 1905, XLI, p. 620; H. Backlund, Ueb. ein Gneissmassiv im N. Sibir.; Isw. Akad. Petersb., 1907, p. 797, 798, r. und Trudi geol. mus. Peter d. Große, 1907, I, S, 91—170; ders. Trav. et Résult. de l'Exped. de la Khatanga; La Géogr., 1908, XVII, p. 117—124, Karte.

3 A. E. Freih. v. Nordenskjöld, Die Umseglung Asien's u. Europa's; deutsche Ausg. I, Leipz., 1882, S. 289; ders. Vega-Exped. vet. jakt., 1882, I, p. 14. Von der weit gegen Nord liegenden Insel Einsamkeit ist mir nur bekannt, dass sie hoch und felsig ist; Mohn, Petermann's Mitth., 1879, S. 57. An der Karte der O.-Küste des Taimyr-Busen's hat Toll beträchtliche Aenderungen vorgenommen; Bull. Acad. Petersb., 1902, V. sér., XVI, p. 195 u. folg., Karten.

4 B. Lundgren, Ofvers. Vetensk. Ak. Förh. Stockholm, 1881, No. 7, p. 3—7.

5 A. Th. v. Middendorff's Reise in den äusserst. Norden u. Osten Sibirien's; 1848, I, 1, S. 195—215 (Geognost. Betrachtungen, bearb. v. G. v. Helmersen); ferner 1867, Bd. IV, an vielen Stellen; Keyserling, Jura-Versteinerungen vom Taimyr; ebendas. I, S. 253.

6 Middendorff, ebendas. I, S. 215, u. IV, S. 205, Anm. — Zwei der von Middendorff gebrachten Stücke hat Chrustschow untersucht; eines ist von trachytischem Typus (Taimyrit), das andere ist ein granitisches Gestein; Bull. Ac. Petersb., 1893, III, p. 421—431.

7 Törnebohm, Under Vega-Expeditionen insamlade bergarter, in Nordenskjöld, Vega-expedit. vetensk. jaktag., $8^0$, Stockholm, 1887, IV, p. 119.

8 Baron Gerh. Maydell, Reisen u. Forschungen im Jakutsk. Gebiete Ost-Sibirien's, II; in Schrenk u. Schmidt, Beitr. z. Kenntn. d. russ. Reiches, 1896, 4. Folge, Bd. II, S. 219, 223 u. folg., Karte. In die Nähe der fast unbekannten Westseite des Kolyma-Gebirges gelangte der Ethnograph Jochelson; dess.: An den Flüssen Jassatschna u. Korkodon; Isw. russ. geogr. Ges., 1898, XXXIV, p. 255—290, Karte; insbes. p. 278.

9 Tagebücher d. Expedit. d. A. L. Tschekanowski auf d. Fl. Unt.-Tunguska, Olenek u. Lena; hggeb. v. d. k. russ. geogr. Gesellsch., $8^0$, Petersb., 1896, Karten; p. 195—275, r.

10 Schrenk, Bunge u. Toll, Expedit. nach d. Neu-Sibir. Inseln u. d. Jana-Lande; Beitr. Kenntn. russ. Reiches, 3. Folge, Bd. III, Karten; Baron E. Toll, Wiss. Resultate der v. d. k. Akad. zur Erforschung d. Jana-Landes u. d. Neu-Sibir. Inseln in d. J. 1885—86 ausgesandt. Expedit.; I. Die palaeoz. Verstein. d. Ins. Kotelny; Mém. Acad. Petersb., 1889, XXXVIII, No. 2, und II. Tert. Pflanzen d. Ins. Neu-Sibirien von J. Schmalhausen mit Einleitung v. Bar. v. Toll, ebendas. XXXVII, No. 5; Bar. E. Toll, Geol. Skizze d. N.-Sibir. Ins.; ebendas. 1899, VIII. Ser., IX, No. 1, Karten, r.

11 N. Meglitzky, Geogn. Beob. auf einer Reise in O.-Sibirien im J. 1850; Verh. russ. mineralog. Gesellsch., 1850/51, S. 118—162, Karte.

12 J. D. Tscherski, Bericht üb. d. Durchforsch. d. Gebietes d. Flüsse Kolyma, Indigirka u. Jana; Zapisk. Ak. Wiss. Petersb., 1893, Bd. 73, No. 5, 35 pp., Karten, r.

13 F. v. Wrangell, Reise längs d. N.-Küste v. Sibirien u. auf d. Eismeere in d. J. 1820 bis 1824; hggeb. v. Engelhardt; $8^0$, Berlin, 1839.

14 Tschekanowski, Tagebücher, S. 229.

15 J. Lahusen, Inoceramen-Schichten an d. Olenek u. d. Lena; Mém. Acad. Petersb., 1886, 7. sér., XXXIII, No. 7.

16 Tschekanowski's Beschreib. d. Felsen's Mengiläch ist in einer Uebersetzung von Fr. Schmidt abgedruckt in E. v. Mojsisovics, Arkt. Trias-Faunen; Mém. Acad. Petersb., 1886, 7. sér., XXXIII, No. 6, S. 4.

17 Toll in Mojsisovics, Ueb. einige arkt. Trias-Ammoniten; Mém. Acad. Petersb., 1888, 7. sér., XXXVI, No. 5, S. 13 u. folg.; Mojsisovics, Waagen u. Diener, Entwurf einer Gliederung d. pelag. Sedimente d. Trias-System's; Sitzungsb. Akad. Wien, 1895, CIV, S. 1288 u. S. 1295, Anm. 9; Noetling, Lethaea mesoz., I, S. 200; Diener, Alter d. Olenek-Schichten; Neu. Jahrb. f. Min. 1908, S. 233—237.

18 Toll, Geol. Skizze, S. 9.

19 Meglitzky, Geogn. Beob., S. 140.

20 Mojsisovics, Arkt. Trias-Ammon., S. 13 u. folg.; Bunge hat in $67^0$ 30′ ein der Gryphaea dilatata ähnliches Fossil gefunden, daher dürften auch jüngere Ablagerungen vorhanden sein; Toll, Skizze, p. 8.

21 Toll, Beitr. z. Kenntn. russ. Reich., 3. Folge, III, p. 317—319; Schmalhausen, ebendas. II, p. 3 u. folg.; Toll, Skizze, p. 11 u. folg.

22 Wrangell, Reise, I, S. 170, 173.

23 Tscherski's Bericht wurde in Werchne-Kolymsk nicht lange vor seinem Tode verfasst; seine Höhenangaben beziehen sich nicht auf die Meeresfläche, sondern auf die Lena bei Jakutsk (65 M., die Stadt = 90 M.); so wurden sie unverändert in Fig. 27 wiedergegeben. Die Ziffern im Texte sind hier in Seehöhen umgewandelt. Die Angabe, welche 500 Fuss für Jakutsk angibt, beruht auf irgend einem Missverständnisse; vgl. Maydell, II, S. 423.

24 Vgl. Maydell, Ueber die Taryne; Reis. u. Forsch., II, S. 1—33.

25 Erman, Reise um die Erde, III, S. 89.

26 Kosmin in Wrangell's Reise, II, S. 32 u. folg.

27 Mart. Sauer, Billing's Reise nach Sibirien u. s. w., $8^0$, Berlin u. Hamburg, 1803, S. 79; Wrangell's Reise, II, S. 122—124: Poginden; II, S. 118—119: Baranicha; II, S. 102—107: Baranow Berge; I, S. 302: Bären-Inseln; II, S. 143: Uebergangsgrünstein.

28 J. P. Tolmatschew, Bodeneis am Fl. Beresowka; Berichte d. k. russ. Akad. d. Wiss. z. Ausgrabung eines am Fl. Beresowka gefund. Mammuth's; $4^0$, S. Petersburg, 1903.

29 Asymmetrie d. N.-Halbkugel; Sitzungsber. Akad. Wien, 1898, VII, S. 90; Toll, Geol. Skizze, S. 16; Suess in B. C. Emerson, The tetrahedral Earth; Bull. geol. Soc. Am., 1900, XI, Note zu p. 97; Bogdanowitsch, Skizze d. Tschutschken-Halbins., 1901, p. 142, Note.

30 H. W. Sljunin, Das Ochot-Kamtschatk'sche Land; 2 Bde., $8^0$, Petersb., 1900, Karte; insbes. I, p. 169 u. folg., r.

31 Maydell, Reisen, II, S. 368 u. folg.; auch K. Hikisch, Orograph. Skizze v. Neu-Sibirien; Sap. russ. geogr. Ges., 1897, XXXI, S. 38 u. folg.

32 So allein vermag ich eine Stelle auf I, p. 120, zu erklären.

33 Sljunin, I, p. 114.

34 C. v. Ditmar, Ein paar erläut. Worte zur geogn. Karte Kamtschatka's; Bull. phys. math. Acad. S. Petersbourg, 1856, XIV, p. 241—250, Karte; dess. Reisen u. Aufenthalt in Kamtschatka; Beitr. z. Kenntn. russ. Reich., 1890, 3. Folge, VII, S. 466—676, insbes. S. 515; Sljunin, I, p. 121 u. folg.; Bogdanowitsch, Geol. Skizze von Kamtschatka; Peterm. Mitth., 1904, S. 59 u. folg., Karten.

35 Dall, Subtrop. mioc. Fauna in arctic Siberia; Proc. U. S. Nat. Mus., 1893, XVI, p. 471—478; auch Krahmer, Russland in Asien; $8^0$, Berlin, 1902, V, S. 73, Karte.

36 K. Bogdanowitsch, am angef. Orte; Peterm. Mitth., 1904, S. 59 u. folg.; für die Vulcane des Westen's: W. N. Tjuschow, Westküste von Kamtsch.; Isw.

geogr. Ges., 1906, XXXVII, 520 pp., Karte (r.), und Bogdanowitsch, ebendas. Vorrede, p. IX.

37 Postels in Lütke, III, p. 91—94; eine Karte der Insel geben Barrett-Hamilton und Jones, A Visit to Karaginski Isl.; Geogr. Journ., 1898, XII, p. 281.

38 Sljunin, I, p. 184, 209; Ditmar, S. 670, 795; Erman, I, 3, S. 376. Letzterer meldet Schwefel, aus der Tiefe sublimirt, am Fl. Tamlat und N. davon am Olotur'schen Berge. Eine Ansicht der Vorkommnisse an der Korff-Bai oder vielmehr der Schneedecke über denselben findet sich in Vanderlipp-Hulbert, In Search of a Siberian Klondyke, 8°, N. York, 1903, p. 244. Der Beschreibung zufolge sollte man hier den Krater eines flach ansteigenden Vulcan's vermuthen.

39 Ditmar, S. 670; Sljunin zeichnet allerdings mehrere Gebirgszüge N. von 60°; da er aber in gewissenhafter Weise die eigenen Routen eingetragen hat, erkennt man, dass es sich nur um Wasserscheiden handeln kann, welche in alte Karten in der gewohnten schematischen Weise eingezeichnet waren.

40 Maydell, S. 374; G. Kennan, Zeltleben in Sibirien; deutsche Ausg., S. 258; es sollte nach dieser Schrift eine fast ununterbrochene Wasserverbindung zwischen dem Bering- und dem Ochot'schen Meere erreichbar sein.

41 Bogdanowitsch, Tschutschk.-Halbins., p. 139, 140 Anm.

42 Grewingk nannte in der ersten zusammenhängenden Darstellung dieses Gebietes (II, 254, Anm. 103) die Halbinsel Alaeska; die folgenden russischen Forscher schrieben Aljáska, und dieser Schreibweise ist hier in den früheren Bänden gefolgt worden; unter americanischem Einflusse ist Alaska zur ausschliesslichen Geltung gelangt. Solche Aenderungen veranlassen keine besondere Schwierigkeit, dagegen ist hier der Name Bucht Tschugatsk, d. i. Tschug'sche Bucht, festgehalten worden, obwohl die englischen und americanischen Karten den Namen Prince William Sound gebrauchen und nur die hohen Chugatch-Berge im Norden des Sundes und eine Chugatch-Insel am S.-Ende von Kenai anführen. Durch Missbrauch ist sogar der Name auf die Bucht Katschemak an der SW.-Küste von Kenai übertragen worden; vgl. Dall, U. S. Geol. Surv., Ann. Rep. XVII, 1, p. 789. — Kakat heisst Fluss; es wird daher z. B. nicht gesagt Fl. Melozikakat, sondern Fl. Melozi; M. Baker, Alaskan Geograph. Names; Ann. Rep. XXI, 2, p. 497.

43 Alfr. H. Brooks, Maps and Descript. of Routes of Exploration in Alaska in 1898; U. S. Geol. Surv., 1899, 8°, Karten, p. 85; J. Peters and A. H. Brooks, Report on the White River-Tanana Expedition; ebendas. p. 69.

44 A. H. Brooks, The Geogr. and Geol. of Alaska, with a Section on Climate by Clev. Abbe Jr. and a Topogr. Map and Descript. thereof by R. U. Goode; U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., No. 45, 1906, 327 pp., Karten. Für gewisse Leitlinien auch A. Spencer, Mount. System of Brit. Columbia and Alaska; Bull. Am. Geol. Soc., 1904, XV, p. 117—132, Karte.

45 W. H. Dall and G. D. Harris, Correlation papers; Neocene; Bull. U. S. Geol. Surv., No. 84, 1892, p. 245.

46 J. M. Dawson, Geol. Notes on some of the Coasts and Islands of Bering Sea and Vicinity; Bull. Am. Geol. Soc., 1894, V, p. 134; ebendas. Nunivak, p. 133.

47 Dawson, Geol. Notes, p. 135—138; Emerson in Harriman, Alaska Exped., IV, 1904, p. 32—38.

48 Stanley-Brown, Note on Pribiloff-Islands; Bull. Am. Geol. Soc., 1892, III, p. 496—500; B. K. Emerson, am ang. O., p. 31.

49 J. E. Spurr, Geol. of the Yukon Gold District; U. S. Geol. Surv.; Ann. Rep., 1898, XVIII, 3, p. 83—392, Karten, insbes. p. 200 u. folg.

50 J. H. Turner, The Boundary N. of Fort Yukon; Nat. Geogr. Magaz. Washingt., 1892, IV, p. 196, 197.

51 Mitgetheilt in Brooks, Geogr. and Geol., p. 260—262.

52 F. C. Schrader, Prelimin. Rep. on a Reconnoiss. along the Chandlar and Koyukuk Rivers in 1899; U. S. Geol. Surv. Ann. Rep., 1901, XXI, 2, p. 441—486, Karten; ders. Geol. Section of the Rocky Mountains in N. Alaska; Bull. Geol. Soc. Am., 1902, XIII, p. 233—252; ders. A Reconnoiss. in N. Alaska; U. S. Geol. Surv., Profess. Papers No. 20, 1904, 139 pp., Karten.

53 A. J. Collier, Geol. and Coal Resources of the C. Lisburne Region, Al.; Bull. U. S. Geol. Surv., No. 278, 1906, 54 pp., Karte.

54 Grewingk (II, 254, Note 103), S. 90; Capt. Hooker's Rep. of the Cruise of the U. S. Revenue-Steamer Corvin in the Arctic Ocean; $8^0$, Washingt., 1881, p. 29 u. 48; Lesquereux, Proc. U. S. Nat. Mus., 1887, X, p. 35—38, u. 1888, XI, p. 31—33; Lester Ward, Geogr. Distrib. of foss. Plants; U. S. Geol. Surv. Ann. Rep., 1889, VIII, 2, p. 926; Knowlton, ebendas. 1896, XVII, 1, p. 827 u. folg.; W. H. Dall, Rep. on Coal and Lignite of Alaska; ebendas., insbes. p. 820; Woolfe in Schrader, Reconnoiss., p. 111. Vielleicht ist das mesozoische Kohlenrevier doch nicht ganz einheitlich; darauf deutet das Vorkommen von Gold am Jcy Cape, N. von $70.^0$; Rep. Min. Prod. for 1903, p. 49. — Knowlton in Bull. U. S. Geol. Surv., 1906, No. 278, p. 29.

55 Ch. Schuchert, Rep. on paleoz. foss. from Alaska; U. S. Geol. Surv. Ann. Rep., 1896, XVII, 1, p. 899, und in Schrader, Reconn. p. 66; Alph. Hyatt, Rep. on the Mesozoic foss. etc.; ebendas. p. 907; Brooks, Geol. and Geogr., p. 242; A. J. Collier, Coal Fields of the Cape Lisburne Region, in Brooks and oth. Min. Resourc. of Alaska; U. S. Geol. Surv. Bull., No. 259, 1905, p. 172—185. Das Vorkommen von Trias hat sich nicht bestätigt; Stanton, Bull. Geol. Soc. Am., 1905, XVI, p. 396.

56 W. C. Mendenhall, Reconnaiss. from Fort Hamlin to Kotzebue Sound, Al.; U. S. Geol. Surv.; Profess. Pap., No. 10, 1902, 68 pp., Karten.

57 M. v. Engelhardt (u. Weiss) in O. v. Kotzebue's Entdeckungsreise in die Südsee und nach der Berings-Strasse; $4^0$, Weimar, 1821, III (von Ad. v. Chamisso), S. 191; eine Zusammenstellung aller Nachrichten bei Grewingk, S. 70 u. folg.

58 Fred. H. Moffit, The Fairhaven Gold Placers, Seward Penins.; U. S. Geol. Surv. Bull. No. 247, 1905, 85 pp., Karten.

59 An mehreren Orten, z. B. auf den Aleuten, lagern marine Schichten auf den Kenai-Ablagerungen, aber der bisherige Name Nulato-Stufe kann für sie nicht in Gebrauch bleiben, da sich herausgestellt hat, dass die typische Localität, Nulato am Yukon, obercretacisch ist. Brooks, Geogr. and Geol., p. 236.

60 Frank A. Schrader, Prelim. Report on the Cape Nome Gold Region; U. S. Geol. Surv., $8^0$, 1900, 56 pp., Karte; K. J. Bogdanowitsch, Skizze von Nome; $8^0$, 1901, S. Petersb., 116 pp., Karte, r.; A. H. Brooks, J. B. Richardson, A. J. Collier and Walter C. Mendenhall, Reconnaiss. in the Cape Nome and Norton Bay Regions, Al. in 1900; U. S. Geol. Surv., Gr. $8^0$, 1901, 222 pp., Karten; Collier, A Reconnoiss. of the NW. Portion of Seward-Penins., Al.; U. S. Geol. Surv. Profess. Papers, No. 2, 1902, 70 pp., Karten.

61 Collier, Tin Deposits of the York Reg., Al.; Bull. U. S. Geol. Surv., No. 229, 1904, 57 pp., Karte, u. ders. ebendas. No. 259, 1905, p. 120—127.

62 F. Lütke, Voy. autour du Monde, $8^0$, Paris, 1836, III, p. 48. Postels meinte Porphyr mit glasigem Feldspath u. s. w. zu sehen; W. Jankowsky, Material zur Petrographie von Kamtschatka u. der Hl. Kreuz-Bucht; Trudi d. Naturf. Gesellsch. S. Petersb., XXIII, p. 61—70; Prof. Löwinson-Lessing theilt mir freundlichst mit, dass Jankowsky's Stücke von Postels gesammelt wurden.

63 Hierüber z. B. Bove in Nordenskjöld, Die Umsegelung Asien's, II, S. 32.

64 K. Bogdanowitsch, Skizze der Tschutschken-Halbinsel; $8^0$, S. Petersburg, 1901, 238 pp., Karten, r.

65 H. S. Washington, Igneous Rocks from E. Siberia; Am. Journ. Sc., 1902, 4. sér., XIII, p. 175—184.

66 Bogdanowitsch, Skizze, p. 112—124; Postels hat bereits die Gesteine von Arrakam beschrieben und das herrschende NW.-Streichen erkannt, in Lütke, Voy. III, p. 32 u. 44; eine Beschreibung von Konjam und seiner Felsarten gibt Nordenskjöld, Umsegl. II, S. 240.

67 G. M. Dawson, Geol. Notes on some of the Coasts and Islands of Bering Sea and vicinity; Bull. Am. Geol. Soc., 1894, V, p. 117—146, insbes. p. 138 u. folg.

68 Weissen körnigen Kalkstein mit weissem Glimmer und blättrigem Graphit brachte aus der S. Laurenz-Bucht schon Eschscholtz; Kotzebue, Entdeckungsreise in die Süd-

sec u. nach d. Bering-Strasse, $4^0$, Weimar, 1821; Chamisso, ebendas. III, S. 169; Engelhardt (u. Weiss), ebendas. III, S. 191.

69 Washington führt Foyait an, mit der Bezeichnung: South of Whalen or Itschan, East Cape; diess kann sich wohl nur auf die Niederlassung Узпенъ an der Nordseite von Deshnew beziehen?

70 Törnebohm, Vega Exped. Vetensk. Arb., IV, p. 122; ein loser Granitblock der Lagune Pitlekaj wurde als verschieden von diesen Felsarten und identisch mit Cap Nunjam (nahe S. von Cap Lütke) erkannt; so deutlich trennen sich die jüngeren Granite.

71 Bogdanowitsch, Skizze, p. 104; Cap Onman beschreibt Wrangell, Reise, II, S. 214; westlich von hier gegen Cap Wankarem bemerkt derselbe hohe Felsen von Granit-Porphyr; Wankarem soll wie Irkaipi und Cap Schelagskoj aus sehr feinkörnigem Syenit mit dunkelgrüner Hornblende bestehen.

72 Törnebohm, am ang. O., p. 121.

73 Einiges Bedenken gegen diese Annahme eines gegen WNW. streichenden Baues eines so grossen Theiles des Landes sah Bogdanowitsch in dem wiederholten Auftreten gegen NO. streichender Schichten. Im Grossen kann man aber erkennen, dass das NO.-Streichen mehr den gegen Süd und West gelegenen, das WNW.-Streichen mehr den gegen Nord gelegenen Gebieten zukommt. So zeigt es sich nicht nur am Anuj (Poginden), sondern auch im südlichen Theile der Tschutschken-Halbinsel. Erst im Hintergrunde von Konjam und am Maritsch-Flusse tritt NO. örtlich wieder hervor, jedóch mit einem Uebergange durch NS. Noch einmal erscheint auch NO. in der Bucht S. Laurenz.

74 Bogdanowitsch, Skizze, p. 142 u. folg.

75 Brooks u. A., Reconnoiss. Cape Nome Reg., p. 34, 52, 59, 132; pl. XIII, Karte von York Region von Brooks.

76 Dall, Ann. Rep. XVII, 1, p. 835.

77 Collier, U. S. Geol. Surv. Bull. No. 229, p. 28, liesse vermuthen, dass auch die jüngeren Zinngranite dem Streichen folgen, wie die Zinngranite in Cornwall.

78 Dawson, Geol. Notes, p. 138—148; Chamisso in Kotzebue, Entdeckungsreise, III, S. 170.

79 Hooker, Corvin, p. 15.

80 Baron E. Toll, Geol. Skizze d. Neu-Sibir. Inseln; Mém. Acad. Petersb., 1899, 8. sér., IX, No. 1, 20 pp., Karte, insbes. p. 16, r.

81 Bunge, Exped. nach d. Neu-Sibir. Inseln, S. 256.

82 Toll in J. Schmalhausen, Tert. Pflanzen d. Insel Neu-Sibirien (Wiss. Result. der von d. k. Akad. zur Erforschung des Jana-Landes u. s. w. ausgesandt. Expedition, II); Mém. Acad. Petersb., 1890, 7. sér., XXXVII, No. 5, S. 1 u. folg.

83 Toll, Vorläuf. Bericht; Bull. Acad. Petersb., 1902, 5. sér., XVI, p. 203.

84 Peterm. Mitth., 1904, S. 105 (aus der Petersburger Zeitung) u. S. 273; A. Koltschak, Letzte Exped. zur Insel Bennett u. s. w. Isw. russ. geogr. Ges. 1906, XLII, p. 487—519, r. Schmidt, Protok. Petersburg. Naturf. Gesellsch., Novemb. 1904, S. 434; Nathorst, Ueb. Trias- u. Jurapflanzen d. Ins. Kotelny; Mém. Acad. Petersb., 1907, XXI, No. 2, 13 pp.

85 L. M. Prindle and Frank L. Hess, The Rampart Gold Placer Region; U. S. Geol. Surv. Bull. No. 280, 1906, 54 pp., Karte.

86 J. E. Spurr, A Reconnoiss. in SW. Alaska; U. S. Geol. Surv. Ann. Rep., 1900, XX, 7, p. 43—264, Karten.

87 W. C. Mendenhall and F. Schrader, The Min. Resources of the Mt. Wrangell Distr., Al.; U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. No. 15, 1903, 71 pp., Karten, insbes. p. 46 u. 66.

88 Brooks, A Reconnoiss. in the Tanana and White River Basins; U. S. Geol. Surv. Ann. Rep., 1900, XX, 7, p. 425—509, Karten, insbes. p. 452.

89 W. C. Mendenhall, A Reconnoiss. from Resurrection Bay to the Tanana River; Ann. Rep. ebendas. p. 271—340, Karten, insbes. p. 313.

90 G. H. Eldridge, A Reconnoiss. in the Sushitna-Basin and adjac. Territory; ebendas. p. 7—29, Karten.

91 A. H. Brooks and D. L. Reaburn, Plan for Climbing Mt. Mc Kinley; Nat. Geogr. Magaz., 1903, XIV, p. 30—35, Karte; Brooks, Vorläufiger Bericht in U. S. Geol. Surv., 1902—03, XIV, p. 94—102; dess. Geogr. and Geol., p. 34 u. folg., Karte, Taf. XI.

92 Mendenhall, Ann. Rep., XX, 7, p. 307 u. folg.; G. C. Martin, A Reconn. of the Matanuska Coal Field; U. S. Geol. Surv. Bull. No. 289, 1906, 36 pp., Karte. insbes. p. 17.

93 Spurr, Ann. Rep., XX, 7, p. 149, 225 u. an and. O.

94 Spurr, ebendas., p. 145—147, 232, Karte. Eine Liste aller älteren Schriften bei Grewingk, S. 193.

95 II, 244 wurde für Pinart's Fundort Cap Nunakhalkak in etwa $58^0\,20'$ angegeben; der Punkt liegt nach Dall (Ann. Rep., XVII, 1, p. 870) an der Cold Bai in $57^0\,40'$; Martin (Bull. No. 250, p. 53) nennt dasselbe Cap an der NO.-Seite der Cold Bai C. Kekurnoi.

96 J. F. Pompecki, Jura-Fossil. aus Alaska; Verh. min. Ges. St. Petersb., 1900, 2. sér., XXXVIII, S. 239—280; Hyatt (Ann. Rep. XVII, 1, p. 906) nannte mit Zweifel Lias aus der Bucht Kamischak ($59^0$—$59^0\,30'$); Kialagwit rechnete Dall (ebendas.) zum Unter-Oolith.

97 G. C. Martin, The Petrol. Fields of the Pacif. Coast of Alaska; U. S. Geol. Surv. Bull. No. 250, 1905, p. 37—59, Karten; T. W. Stanton and Martin, Mesoz. Section on Cook Inlet and Alaska Penins.; Bull. Geol. Soc. Am., 1904, XVI, p. 391—410, Karten.

98 C. Palache, Geol. about Chichagof Cove, Stepovak Bay, with Notes on Popof and Unga Isl., in Harriman, Alaska, IV, p. 69—98; Dall, ebendas. p. 99—111.

99 Diese sind die einstigen Nulato-Beds (II, 244).

100 Martin, am ang. O., p. 46, Karte.

101 Spurr, am ang. O.; Dall, Report on Coal and Lignite of Alaska; U. S. Geol. Surv. Ann. Rep., 1896, VII, 1, p. 763—908, Karten, insbes. p. 798.

102 Martin, am ang. O., p. 50, Karte.

103 Osw. Heer, Flora foss. Alaskana; Handl. Svensk. Akad., 1869, VIII, No. 4.

104 Dall, Ann. Rep. XVII, 1, p. 787 u. folg.; R. W. Stone, Coal Fields of the Kachemak Bay Reg.; Bull. U. S. Geol. Surv., 1906, No. 277, p. 53—73, Karten.

105 Emerson in Harriman, Alaska, IV, p. 26; F. H. Moffit, Gold Fields of the Turnagain Arm Reg.; Bull. U. S. Geol. Surv., 1906, No. 277, p. 1—52, Karte, insbes. p. 16 u. folg.

106 Dall, am ang. O., p. 867 u. folg., Karte.

107 Becker hat beide neuen Vulcane geschildert in Reconnoiss. of the Gold Fields of S. Alaska; Ann. Rep. U. S. Geol. Surv., (1896—97) 1898, XVIII, 3, p. 25 u. folg.

108 Dall and Harris, Correl. papers, Neocene; Bull. U. S. Geol. Surv., 1892, No. 84, pl. III, p. 268.

109 Grewingk, S. 132. Eine Beschreibung von Unimak gibt Ferd. Westdahl, Mountains on Unimak Island; Nat. Geogr. Mag., 1903, XIV, p. 92—99.

110 N. A. Grebnitzky, Commander Islands; publ. by the Ministry of Agric. and Dom.; $8^0$, S. Petersb., 1902, 47 pp., insbes. p. 3—5; Dawson, Geol. Notes, p. 123—127; auch Nordenskjöld, Umsegelung, S. 276.

111 F. C. Schrader and A. C. Spencer, The Geol. and Min. Resources of a Portion of the Copper River Distr.; hggeb. v. U. S. Geol. Surv., $8^0$, 1901, 94 pp., Karten; auch: Schrader, A Reconnoiss. of a Part of Pr. William Sound and the Copper Riv. District; Ann. Rep. U. S. Geol. Surv. (1898), 1900, XX, 7, p. 347—423, Karten.

112 Emerson in Harriman, Alaska, IV, p. 46; E. O. Ulrich, Fossils and Age of the Yakutat formation; ebendas. p. 125—144.

# ZWANZIGSTER ABSCHNITT.

## Das Ende der Inselkränze.

Einleitung. — 1. Rocky Mountains. — Süden und Südosten. — Wyoming und Montana. — Mackenzie-Fluss. — Eintritt der Rocky Mts. in die Schaarung. — 2. Beginn des Zwischen-Gebirges. — Wrangell-Vulcane. — Der columbische Granodiorit. — 3. Elias-Gebirge. — Alexander-Archipel. — 4. Fortsetzung des Zwischen-Gebirges. — Vancouver. — Querprofil in $49^0$. — Cascaden-Gebirge.

Als hier (I, 713) ein Ueberblick von Nord-America versucht wurde, waren die Alaskiden und Mexico ihrem Baue nach gar wenig bekannt. Die Schaarung von Tschugatsk und der Zusammenhang der Antillen mit dem Festlande konnten zwar in einer Weise aufgefasst werden, die Bestätigung gefunden hat, aber von Mittel-America wusste man so wenig, dass noch, der Ansicht Humboldt's folgend, eine Trennung der Ketten bei Tehuantepec angenommen wurde, die nicht besteht.

Jetzt tritt im Norden deutlich der asiatische Bau der Alaskiden hervor.

In dem letzten Abschnitte wurde gezeigt, wie derselbe Bauplan und dieselben Elemente in den Ochotiden, den Anadyriden und den Alaskiden sich wiederholen, und ziemlich die nämlichen trifft man in allen peripherischen Zubauten Asien's. Während aber die Alaskiden, obwohl nicht an der Peripherie Asien's liegend, diese Merkmale wiederholen, sind sie im Osten an der Schaarung so ähnlich den gegen SO. streichenden Ketten des westlichen America, dass, wie bereits gesagt worden ist, Brooks die Namen Rocky Mountains, Central Plateau Region und Pacific Mountains System auf beiden Seiten der Schaarung verwendete, dabei der von Dawson im Jahre 1879 für Canada vorgeschlagenen

Eintheilung in Rocky Mountains, Interior Plateau und Coast Ranges im Wesentlichen folgend.

Wir haben die Gründe dargelegt, aus welchen hier die Fortführung eines Namens über eine Schaarung vermieden wird, aber mit Ausnahme des veränderten Streichens ist auf beiden Seiten auch im Baue viele Aehnlichkeit vorhanden. Insbesondere bestehen die Alaskiden aus einem äusseren, gegen den pacifischen Ocean gefalteten Theile (Kenai, Alaska-Gebirge) und einem inneren, vom Ocean abgewendeten, in entgegengesetzter Richtung gefalteten (Rumanzof) und derselbe Gegensatz besteht in den SO. streichenden Ketten zwischen einem dem Ocean zugewendeten und gegen den Ocean gefalteten Theile (Elias-Gebirge) und den gegen O. gefalteten Rocky Mountains.

Die asiatischen Elemente sind vorhanden, aber es kommt nicht zu der Bildung eines weiteren Bogens. In wie weit die Lage von Laurentia hierauf Einfluss hat, ist schwer zu beurtheilen. Eine eigenartige, schräge Theilung in Kulissen, welche den ganzen Zug der Rocky Mountains auszeichnet, wiederholt sich in Neu-Mexico. In Kulissen aufgelöst, liegen die freien Enden der Rocky Mountains an der SO.-Seite des Colorado-Plateau (Sangre de Cristo u. A. I, Taf. VI). Sie sind das östliche Ende des asiatischen Baues.

Das zweite Element, die Interior Plateau Region, hat in Alaska eine nicht allzu scharfe Begrenzung gefunden und umfasst dort viele vermittelnde Glieder. Das Central-Plateau Dawson's aber verdankt seinen Namen einer tertiären Tafel, unter welcher gefaltete Ketten fortziehen. Es ist ein orographisch sehr auffallender, aber nur durch eine secundäre Erscheinung gekennzeichneter Theil des Baues. Dawson selbst hat später nur Rocky Mountains und Coast Ranges getrennt.[1] In Bezug auf diesen Theil wird hier eine veränderte Auffassung vertreten werden. Wir werden den vorläufigen Namen das Zwischen-Gebirge verwenden. Als Vertreter des dritten, westlichen Theiles wird hier das Elias-Gebirge angesehen werden. Es endet ziemlich weit im Norden, während das Zwischen-Gebirge oder doch ihm sehr verwandte Gestaltungen viel weiter gegen Süd fortsetzen.

Im Süden stellt sich den längeren von der Schaarung kommenden Ketten das starre Colorado-Plateau (I, 732) entgegen, das von 33° und 34° bis 40° n. Br. und von 114° bis

106° w. L. reicht. Der Colorado-Fluss hat die ganze Schichtfolge bis zum archaischen Gneiss durchschnitten. Auf diesem liegt discordant die Algonkische Serie. Auch diese wurde gefaltet und abgetragen. Auf ihr ruht in neuerlicher Discordanz eine flach-

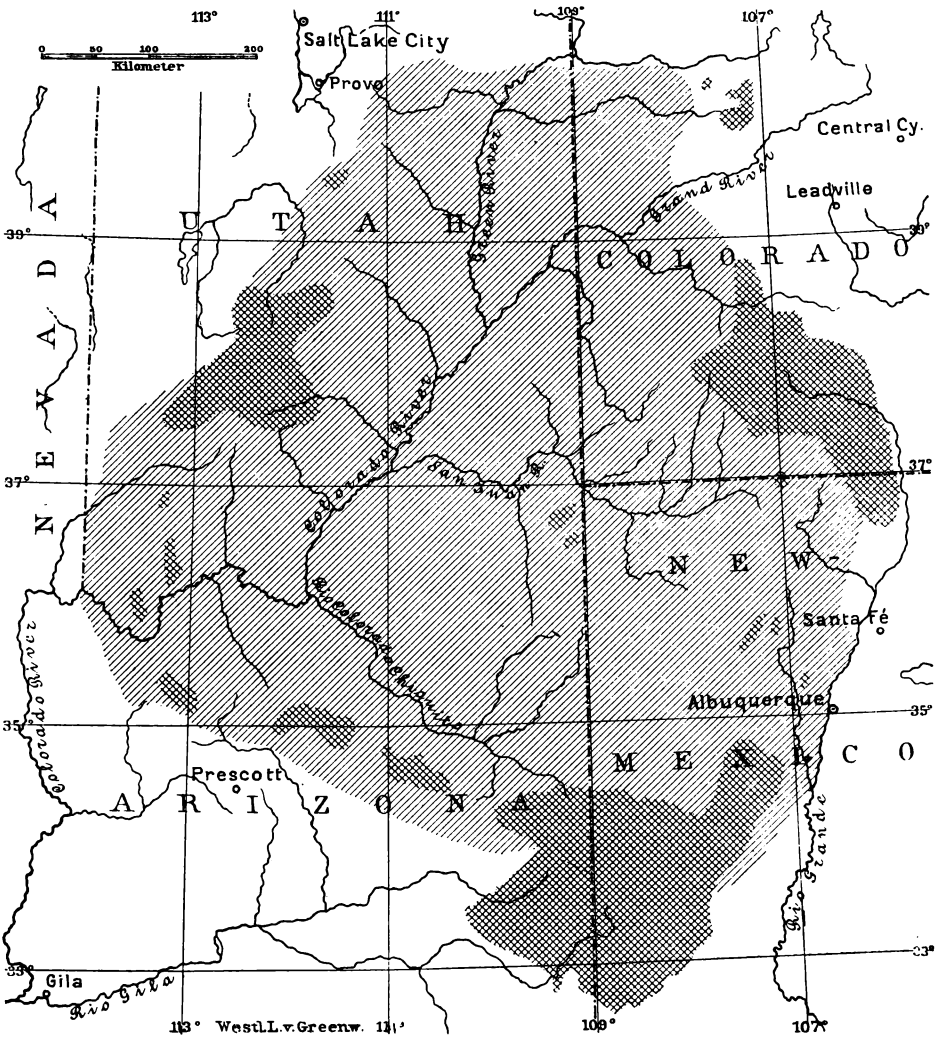



Fig. 29. Das Colorado-Plateau (nach Dutton).
(Die dunkleren Stellen zeigen vulcanisches Gestein an. — Im Norden ist das Uinta-Gebirge inbegriffen.)

gelagerte Serie, die nach Walcott mindestens in die mittelcambrische Zeit zurückreicht. Seit jener Zeit hat das Plateau zwar Brüche und Flexuren, aber im Gegensatze zu seiner Umgebung keine Faltung erlitten.[2]

Nahe 104° w. L. und 36° 50′ n. Br. liegt die Stadt Fölsom; 9 Kilom. südlich von diesem Orte überragt der schlanke Kegel

des M. Capulin (9000 Fuss, 2743 M.) um 837 M. ein Lavafeld mit vielen kleinen Ausbruchstellen. N. von Folsom erhebt sich die breite basaltische Mesa de Majo weit höher als die Basis des Capulin. Gegen W. schmiegt sie sich an die Abhänge von Sangre de Cristo. Diese Kette endet ziemlich plötzlich nahe 35° 30′. Die Basalt-Tafel, hier Mesa de Raton, weiterhin Plateau de las Vegas genannt (1800 M.), umgibt als ein Saum das südliche Ende von Sangre de Cristo. Die basaltische Decke wird dabei 600 M. mächtig und ruht zumeist auf gefalteter Kreide, der Vorlage der Kulissen. Sie besitzt eine lange und schmale Fortsetzung gegen Süd, Glorieta Plateau (O. von Santa Fé, weiterhin Galisteo Divide). Noch weiter gegen Süd folgt noch eine längere Reihe von kürzeren Horsten (Sandia, Manzano, Serra Oscura, S. Andreas u. A.), durch mehr oder minder meridionale Verwerfungen zerschnitten. Da noch im Süden (Caballos Berge, 33°) Faltung und Ueberschiebung sichtbar ist, gleicht die Structur nicht wenig jener des Basin Ranges. Vulcane, zum Theile von sehr jungem Alter, begleiten diesen Bau, dessen Brüche zum Theile jünger sind als tertiär. Die Schichtfolge nähert sich jener von Texas; über krystallinischem Gestein liegt Carbon-Kalk, die rothe Serie, dann Kreide von Dakota aufwärts.

Die Gräben zwischen den Horsten sind hoch mit Schutt und Gerölle aufgefüllt. Der grösste, südlichste dieser Gräben, die einst so berüchtigte Jornada del Muerto (Todesreise) erstreckt sich, 320 Kilom. lang, bis über 32°; sie ist ein echter Bolson.

Der Lauf des Rio Grande bezeichnet schon von 35° 30′ her beiläufig die W.-Grenze dieses Baues. Dieses sind die freien Enden der Rocky Mountains.[3]

Von diesen südlichen Breiten soll bei einem Ueberblicke des Baues der Rocky Mountains ausgegangen werden. Nachdem die Schaarung im hohen Norden erreicht ist, mögen rückkehrend gegen Süd die westlichen Ketten betrachtet werden. Diese ungewöhnliche Anordnung wird gewählt, weil sie eine einheitliche Besprechung der Schaarung und zugleich der Beziehungen zu den Alaskiden gestattet.

## 1. Die Rocky Mountains (I, 722; Taf. VI).

Der Süden. Das bei einer ersten Besprechung Gesagte gestattet hier kurz zu sein. Die Rocky Mountains nähern sich,

wie eben so viele Wellen, von Norden her dem Colorado-Plateau, werden an seinem Nordrande gestaut und wachsen in der Richtung ihrer freien Enden an der Ostseite des Plateau fort.

Die Stauung der ersten Welle erzeugt das W. streichende Uinta-Gebirge. Am Nordost-Rande des Plateau wendet sie sich durch die Elk Mountains und den mächtigen Sawatch völlig gegen Süd zu dem S. streichenden Sangre de Cristo und den kleineren Ausläufern. Die zweite Kulisse, in grösserer Entfernung aufgestaut, bilden Park Range, South Park und ihr Ende sind die Wet Mountains (O. von Sangre de Cristo). Die dritte besteht aus Medicine Bow Range und Front Range. In ihrer Fortsetzung oder in jener der vorhergehenden liegt gegen NW. Wind River Range, die in Verbindung mit dem Grossen Teton die NO.-Seite des Dreieckes bildet, welches der obere Green River entwässert. Die Südseite ist Uinta, und die W.-Seite wird von NS. streichenden Ketten gebildet, die nicht den Rocky Mts. angehören. In der vierten Kulisse endlich, den Laramie-Bergen, ist die Ablenkung gegen W. verloren gegangen; sie streicht fast geradlinig NNW.

Das freie Ende jeder dieser Kulissen ist gegen S. bis SSO. gerichtet und befindet sich weiter gegen N. und O. als das vorhergehende Ende. So entstehen die einspringenden Winkel (Parks oder Embayments) am Ostrande des Gebirges.

Die sedimentäre Decke der grossen archaischen Gneiss-Massen folgt aber nicht nur mit aufgerichteten Schicht-Köpfen als ein Saum diesen gegen SSO. sich öffnenden Einkerbungen des Gebirgsrandes, sondern zieht, in Gestalt eingeklemmter Kulissen-Grenzen, tief in das Hochgebirge.

Auf diese Art entsteht ein Bild, das den Verfaltungen an den Enden des M. Blanc und der Aar-Masse ähnlich wird. Da jedoch grosse Verwerfungen hinzutreten, welche die Falten in spitzem Winkel durchschneiden, bleibt man im Zweifel, ob man wahre Horste vor sich hat oder eine gemeinsame Aufwölbung der Längsaxen von Anticlinalen wie in den Alpen.

Von Huerfano Park aufwärts trennt ein fortlaufender Streifen von Sedimenten die erste von der zweiten Kulisse bis zu den Minen von Leadville und Ten Mile. Fig. 30 gibt nach Emmons ein Bild des Gebirges O. von Leadville. Emmons hat erkannt, dass diese Bezirke, abgesehen von den späteren Störungen,

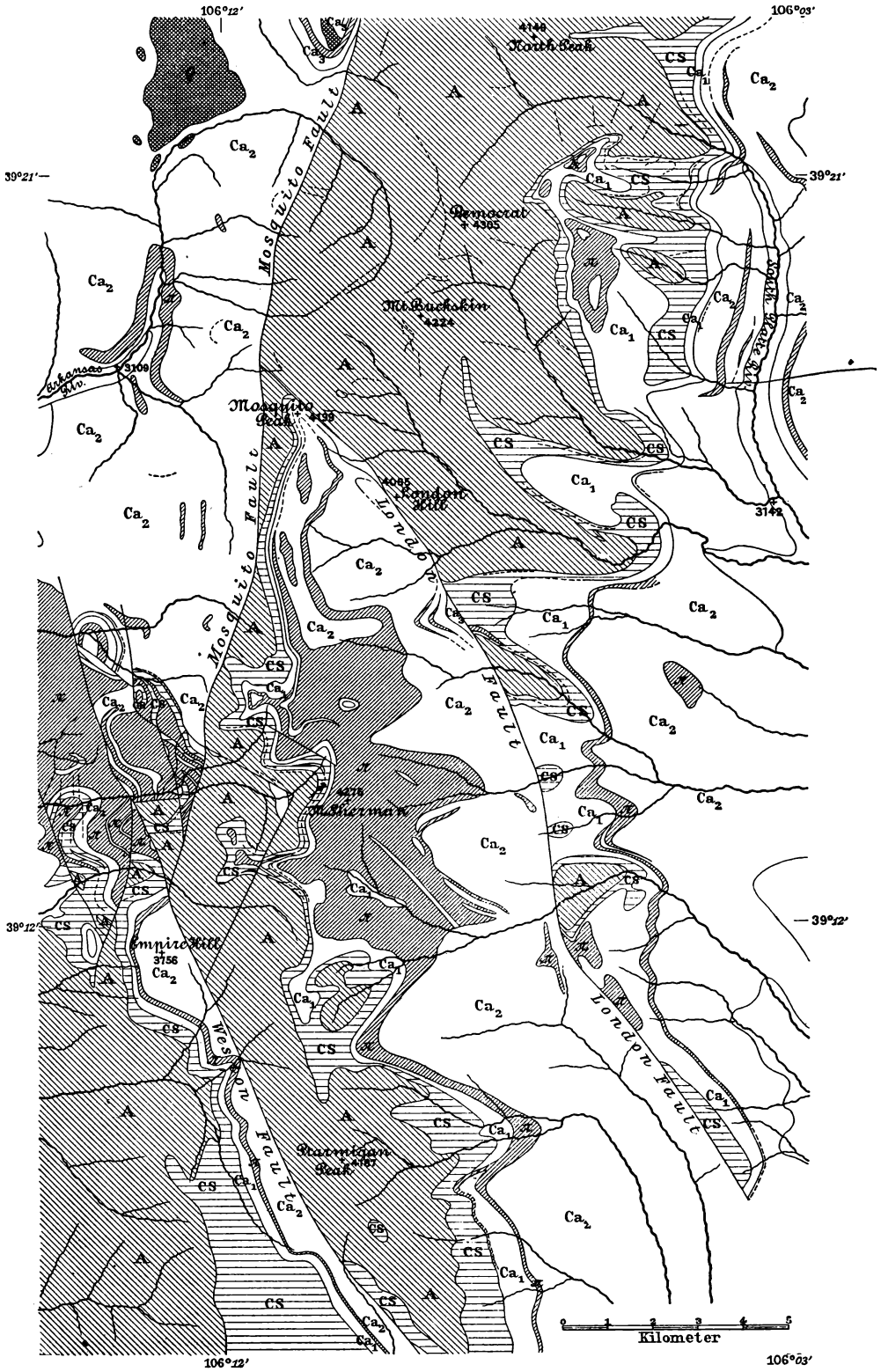



Fig. 30. Rocky Mountains O. von Leadville (nach Emmons; Höhe in Meter).

$A$ = Archaisch; $CS$ = Cambrisch und Silur; $Ca_1$ = Unter-Carbon; $Ca_2$ = Ober-Carbon; $\pi$ = Porphyr; $Q$ = Rhyolith.

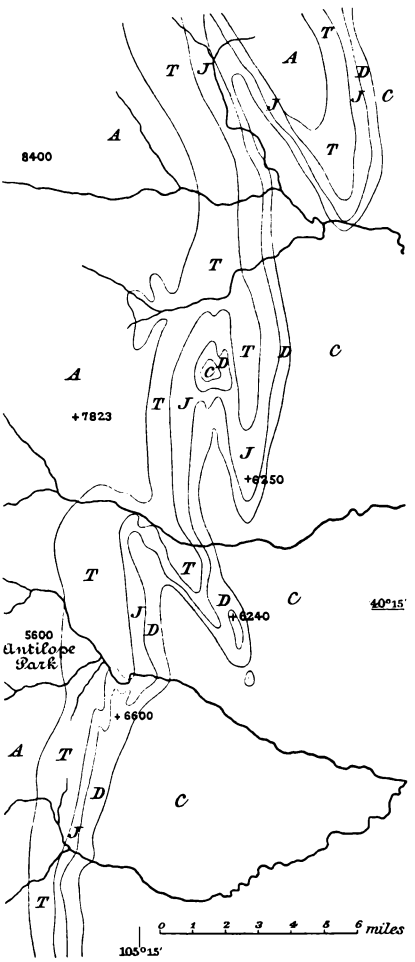



Fig. 31. „Folds en Echelon“ (Whitney) am Aussenrande der Colorado Range (nach Emmons, Cross and Eldridge.)

*A* = Archaisch; *T* = Trias; *J* = Jura; *D* = Dakota - Sandstein = Cenoman; *C* = höhere Stufen der Kreideformation.

Höhen in engl. Fussen (wegen einzelnen Angaben in runden Ziffern).

beherrscht sind von einer allgemeinen Faltung, welche N. 30°—40° W., folglich schräge auf diesen Theil des Gebirges streicht. Wo Mosquito-Fault den Nordrand der Karte erreicht, wird ihre Sprunghöhe auf mehr als 1500 M. geschätzt. Gegen Nord nimmt sie noch zu und die Verwerfung wendet sich gegen NW., der Richtung des Sawatch-Gebirges folgend.

Im Süden folgen London und Weston Fault; an allen diesen Linien ist der Westflügel gesenkt; über die einzelnen Stücke des durchschnittenen Gebirges ziehen die Spuren der alten Faltung. Eine Synclinale ist fast über die ganze Breite von Mosquito-Range erhalten geblieben und noch heute erreicht das Ober-Carbon auf Mosquito Peak 4199 M.[4] (I, 727).

Dieselbe Erscheinung, nämlich ie Zergliederung des Hochgebirges in zahlreiche schräge, gegen seine Hauptrichtung streichende Kulissen, äussert sich unter den verschiedensten Umständen. N. vom 40° n. Br., wo eine Strecke weit keine palaeozoischen Sedimente sichtbar sind, stellen sich am Ostrande viele Einbuchtungen ein. Emmons und seine Mitarbeiter erklären die Rücken zwischen diesen für wahre Anticlinalen.[5]

Die fremdartigste Gestalt am äusseren Saume der Rocky Mountains bildet der völlig ringförmige Zug, der das Big Horn Basin vom Prairie-Lande abscheidet (43° 10′ bis 45° 30′ n. Br.; Cloud Peak 4100 M.). Wer aber die von Eldridge und später von Darton veröffentlichten Karten betrachtet, sieht, dass zwar die Flexuren, welche die Horste umgrenzen, den entscheidenden Einfluss auf die heutige Gestalt haben, dass aber auch dieser

Bau aus schrägen Falten besteht, die durch Einbuchtungen getrennt sind. Owl Mountains, die den Ring im Süden schliessen, haben die orographische Richtung N. 70° W., sie bestehen aber aus mindestens vier aneinander gereihten Anticlinalen mit Str. N. 50° bis 60° W.[6]

Selbst die Black Hills, Dakota, die als ein Muster einer vereinzelten domförmigen Erhebung genannt werden, sind nach einer ähnlichen Richtung gestreckt, und kleinere Nebenfalten, die gegen W. auftreten, lassen auch hier einen gleichen Ursprung vermuthen (I, 719).

In allen diesen Gebieten ist weder eine ausgesprochene Faltung gegen Ost, noch gegen West wahrnehmbar, sondern die zahlreichen schrägen Anticlinalen folgen einander mit ziemlich symmetrischer Sattelung.

Nord-Wyoming und Süd-Montana. Wir sind in der Breite des Yellowstone-Park angelangt. Im Thale des Snake River lagern bis weit gegen Westen hin Fluthen von Laven; einzelne Aschenkegel ragen über die Fluthen empor; wo zwischen 116° und 117° die Laven abnehmen, stellt sich ein tertiärer Seeboden ein. Im Osten, etwa in 111°, schliessen sich diese vorherrschend basischen Laven an den Yellowstone-Park, in dem saure Eruptiv-Gesteine herrschen. So durchschneidet eine grosse vulcanische Zone sowohl die westlichen Cordilleren als auch die Rocky Mountains.

Am oberen Snake River verschwinden unter diesen Fluthen und Aufschüttungen, von Süden herbeistreichend, östlich und westlich von 111° die gefalteten Ketten, die den W.-Rand der Ebene des oberen Green River begleiten. Oestlich von hier zeigen die lehrreichen Darstellungen des Yellowstone-Park durch Hague, Iddings und Weed die weitere Sachlage.[7]

Von dem meridional streichenden grossen Teton ist es bekannt, dass er an der Ostseite mit einem NS. streichenden Bruche gegen den Jackson-See abstürzt. Sein nördlicher Theil tritt wie ein Sporn in die vulcanischen Aufschüttungen des Park ein. Ihn begleiten noch mehrere meridionale Verwerfungen; eine derselben setzt an der Westseite Kreide neben Carbon, eine folgende Carbon neben archaischen Gneiss, eine weitere an der Ostseite Kreide neben Carbon, und der letztgenannte Streifen von Kreide erreicht das südliche Ufer des Yellowstone-See's. Er

ist in Falten gelegt, zerstückt, von effusiven Tafeln zum Theile bedeckt (Huckleberry-Berge, Big Game Ridge u. A.). Im Ganzen aber ist das N.-Ende des Teton ein gegen Norden unter die Aschen und Laven versinkender Horst.

So ist es im Süden des Yellowstone-Park. Im Nordwesten sieht man Aehnliches. Zwischen 110° 40′ und 110° 58′, fast im Meridian der archaischen Gesteine des Teton, deren W.-Abbruch in 110° 49′ liegt, tauchen aus den Laven archaische Gesteine hervor. Sie sind gleichfalls von Verwerfungen durchschnitten, an denen die Sedimente abgesunken sind. Es ist der Beginn der Gallatin Range, die, gegen N. fortstreichend, durch auflastende vulcanische Aufschüttungen eine beträchtliche Höhe und Breite erlangt.

Fügen wir nun zu den Karten des Yellowstone-Park die gleichfalls von Hague aufgenommenen Karten-Blätter im Osten und Norden, so zeigt sich zunächst am Nordrande im Anschlusse an die Gesteine der Gallatin-Range weiteres, von Verwerfungen durchschnittenes archaisches Gebirge mit flach aufgelagerten cambrischen Schollen, das Buffalo-Plateau, und noch weiter gegen O. und NO. tritt ein unwirthliches, hohes archaisches Gebirge hervor, Snowy Range, im Osten Beartooth genannt. Es tritt ostwärts über den Rand der Rocky Mountains vor wie ein fremder Körper und ist gegen SW., nämlich gegen das aus vulcanischen Aufschüttungen bestehende Absaroka-Gebirge und gegen den Yellowstone-Park von einem sehr langen, regelmässig gegen S. und SW. abdachenden, palaeozoischen Saume umgeben. Die cambrischen Sedimente bilden einen umgürtenden Schichtenkopf.[8]

Der Yellowstone-Park stellt sich somit als ein Gebiet der Senkung oder des Einbruches dar. Im Süden und Nordwesten werden hauptsächlich meridionale Verwerfungen bemerkt; mehrere erreichen die Sprunghöhe von mehr als 1000 M. Im Nordosten sinkt dagegen die Masse von Beartooth mit flachem, regelmässigem Saume unter die Laven.

Mit der letztgenannten Masse beginnt S. von 45° und bis über 47° reichend, somit die Grenze von Wyoming und Montana in sich begreifend, ein Gebirgsabschnitt, der sich von dem übrigen Baue der Rocky Mountains unterscheidet und wegen der geringeren vulcanischen Ueberdeckung noch deutlicher die Kenn-

zeichen der Einsenkung zeigt. Die einzelnen Theile dieses Gebietes sind Horste von Gneiss, da und dort mit flach auflagernden cambrischen oder vorcambrischen Schollen, getrennt durch Brüche und Gräben der verschiedensten Richtung, in welche die sedimentäre Schichtfolge bis einschliesslich der Laramie-Stufe in zerknittertem Zustande versenkt ist.

Die wichtigsten dieser Theile sind: Beartooth (sammt Snowy Range), NW. davon, in der Fortsetzung des Gallatin-Gebirges, Bridger Range, W. und NW. von dieser die Great Belt Mountains und O. und NO. von diesen die gegen Ost über den allgemeinen Gebirgsrand auffallend weit vortretenden Little Belt Mts., die noch ziemlich weit im Osten, im Prairie-Lande, eine vereinzelte Fortsetzung in den Snowy Mts. (nicht Snowy Range) besitzen. Innerhalb dieses Gebietes, W. von der schmalen Bridger Range, liegt, von diesen Horsten umschlossen, ein Stück ebenen Landes, auf dem (nahe 45° 55′, 111° 30′) an den Three Forks durch das Zusammentreten dreier Flüsse, des Jefferson, des Madison und des Gallatin, der Missouri entsteht. Dies ist zugleich das Gebiet, in dem durch das Auftreten der Belt-Stufe die palaeozoische Schichtfolge sich vervollständigt. Nach Weed wird diese Stufe 12.000 Fuss mächtig und besteht sie zu unterst aus Quarzit und Sandstein (Neihart Quarzit), dann aus wiederholtem Wechsel von Schiefer und Kalkstein. Sie ist nach Walcott vom untersten Mittel-Cambrium discordant überlagert, ruht discordant auf archaischem Gestein und führt, etwa in ihrer Mitte, in den Grayson shales, organische Reste. Genauer kennbar sind einige Spuren von Merostomen. Oft wird diese Stufe als ein Theil des Algonkian angesehen.[9]

An der Nordseite der Beartooth-Masse kann man in dem gegen die Prairie gelegenen schmalen äusseren Saume eine Spur der schrägen Kulissenfaltung wahrnehmen. Der Ostrand der Bridger Range ist theilweise in der Richtung der Prairie überfaltet. Das im Streichen gekrümmte Bündel von Falten, welches Peall an den Three Forks, also mitten zwischen den Horsten, beschrieben hat, ist gegen SO. überfaltet.[10]

Castle Mountains, eine südliche Vorlage der Belt Mts., sind nach Weed und Pirsson eine Scholle der Belt-Stufe, durchbrochen von einem jetzt abgetragenen Vulcane.[11]

Die kleinen Belt Mts. sind in vielen Beziehungen der

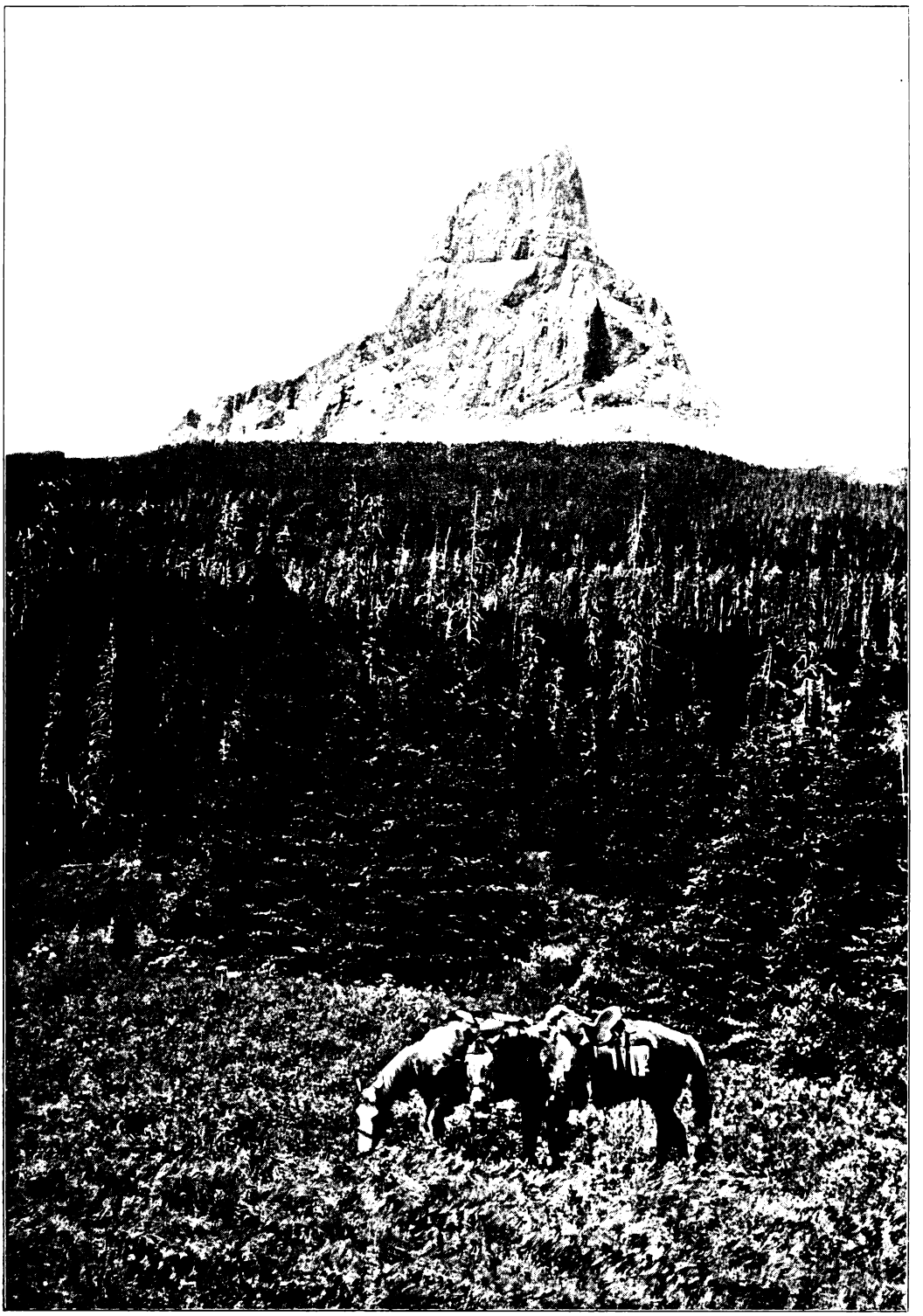
Beartooth-Masse vergleichbar. Nach Weed's Beschreibung bilden sie eine sehr flache Kuppel von Gneiss, regelmässig umgeben von einem Saume, der von der Belt-Stufe bis in die Kreide reicht, welche in die Kreide der Prairie ausflacht. Von Yogo Peak an der Ostseite dieser Berge zieht gegen NO. eine 22 bis 24 Kilom. lange, bis 1·6 Kilom. breite syenitische Narbe von unregelmässigem Umriss. Sie steht allem Anscheine nach in der Tiefe in irgend welcher Verbindung mit den zahlreichen und grossen Lakkolithen, die im N.- und NO.-Theile der Little Belt Mts., und zwar meistens in die weniger widerstandsfähigen cambrischen Schiefer eingedrungen sind und örtliche beulenförmige Auftreibungen veranlasst haben.[12]

Vereinzelte vulcanische Vorkommnisse sind ausserhalb dieses Gebietes weit über die Prairie ausgestreut, bald von aufgebogenen, bald von flachgelagerten Schichten und sehr oft von einem ausgedehnten Strahlenkranz von Gängen umgeben. Auffallende Beispiele sind die Highwood (44° 30′, 110° 30′), Crazy (46°, 110° 15′) und Judith-Berge (47° 3′ bis 47° 18′ und 108° 57′ bis 109° 25′.[13]

Es ergibt sich, dass im Norden des Yellowstone-Park ein Gebiet liegt, in welchem an Stelle der fast gänzlich verschwindenden schrägen Faltung ein allgemeines Einsinken des Gebirges an grossen, nach verschiedenen Richtungen streichenden Verwerfungen tritt, als hätte man nicht ein Stück eines Kettengebirges, sondern ein Stück eingebrochenen und in Horste zertheilten Vorlandes vor sich. Sucht man aber weiter gegen West die etwaige Fortsetzung der Rocky Mountains, so gelangt man jenseits 112°, S. von Helena, in einen etwa 64 Kilom. breiten und 112 Kilom. langen Granitstock, dem das reiche Bergwerksrevier von Butte angehört. Dieser Granit ist jung; er verändert im Contact den Kohlen-Kalk, doch mag er von noch viel geringerem Alter sein.[14]

Die Untersuchungen von Weed über den Norden des hier besprochenen Gebietes haben es ausser Zweifel gesetzt, dass die vulcanischen Intrusionen, namentlich die Lakkolithen der Little Belt Mts., gleichzeitig mit den Dislocationen entstanden sind.

Das Ergebniss ist daher das Folgende: Von der mittelcambrischen bis einschliesslich der Laramie-Stufe liegen hier, trotz vorhandener Lücken, die Schichten allem Anscheine nach



Chief Mountain (Cambrisch über mittl. Kreide).
Nach einem von Herrn B. Willis freundlichst mitgetheilten Lichtbilde.

concordant. Gegen den Schluss von Laramie treten, wie am ganzen Ostrande der Rocky Mts., sehr grosse Störungen ein, doch überwiegt vom Yellowstone-Park bis über 47° die senkende Bewegung so sehr, dass Faltung beinahe nur in örtlichen Einklemmungen an Verwerfungen kennbar wird.

Der Norden. Nördlich von den Belt-Mountains ändert sich die Beschaffenheit des Gebirgsrandes. Das Streichen ist auch hier ähnlich dem Süden, N. 10—20° W.; Kulissen sind auch hier vorhanden, aber in der Regel sind sie sehr lang und sehr mächtig und laufen noch weiter im Norden wohl auch ausnahmsweise vereinzelt vor dem Gebirge her. Hier beginnt eine mächtige Ueberschiebung gegen Ost über die gleichfalls gefaltete Kreide der Prairie.

B. Willis hat die Strecke von 48—49° kennen gelehrt.[15]

Lewis Range bildet hier den Rand, diese Kulisse erstirbt aber nahe N. von 49°. Die gegen W. folgende Livingston Range taucht nicht südlich von ihr, wie es die Regel ist, sondern weiter im Norden empor, und verliert sich in 48° 45′. Beide mächtigen Züge bestehen aus der Belt-Stufe, und sie umschliessen gemeinschaftlich eine grosse Synclinale, aus der sich eine schwache Anticlinale hebt, die den höchsten Gipfel (Mt. Cleveland, 3263 M.) trägt. Livingston Range ist gegen W. durch eine streichende Verwerfung abgeschnitten und jenseits derselben erscheint Kohlen-Kalk. Lewis Range endet im Osten gegen die Prairie an einer unregelmässigen Linie von steilen, oft mehr als 1300 M. hohen Abstürzen, vorwaltend Kalkstein der Belt-Stufe. Diese Abstürze sind der Rand des über die Kreide geschobenen palaeozoischen Gebirges; die Ueberschiebungsfläche ist im Durchschnitte nur unter 3° bis 7° 45′ gegen SW. geneigt und ihre Breite beträgt zum Mindesten 11 Kilom. Die Unregelmässigkeit des Randes und seine Steilheit sind durch das Abbrechen der felsigen Masse der Belt-Schichten über der leichter zerstörbaren Kreide verursacht; Chief Mountain, in 48° 56′ vereinzelt vor dem Rande stehend, ist ein Zeuge dieses Vorganges; er besteht in seinem oberen Theile aus cambrischem oder vorcambrischem Belt-Kalkstein, in dem unteren aus Kreide der Benton-Stufe (Taf. XIX).

Westlich von diesen grossen Ueberschiebungen reicht die Belt-Stufe weit in das Gebirge. Sie erreicht sicher 117°. Lindgren

scheidet hier als Coeur d'Alène-Gebirge eine Kette aus, die vom Lolo-Passe (46° 35′ n. Br., 114° 20′ w. L.) gegen NW. über den See Coeur d'Alène fortstreicht und aus den gleichen Gesteinen besteht. Walcott hat gezeigt, dass bis hieher die Bildungen des Ostrandes in erstaunlicher Mächtigkeit, von mittelcambrischen Sedimenten discordant überlagert, und zugleich in einer erstaunlich ruhigen Lagerung auftreten.[16]

Nahe der canadischen Grenze beginnt eine ausserordentlich lange und fast geradlinige Furche. Sie ist dem Streichen gegen NNO. und dem Aussenrande parallel und überschreitet den 49. Parallel nahe 115°. Hier liegt ein Stück des Kootenay-Flusses in ihr;[17] dann umfasst sie ein Stück des Columbia, hierauf Canoe River und den oberen Fraser bis jenseits 54°. Bis hieher geht ihr Abfluss zum pacifischen Ocean. In 54° 30′ bildet sie das Thal des Parsnip, dann des Finlay bis jenseits 58°, aber vom Parsnip an gehen die Wässer zum Eismeere.

Daly hat dieser Linie besondere Aufmerksamkeit geschenkt; er führte sie bis an den Liard und nannte sie den „Rocky Mountain Trench".[18] Die Bedeutung dieser durch mindestens 9 Breitegrade kennbaren Tiefenlinie ist unbekannt. —

Wir wollen zuerst den Aussenrand des Gebirges verfolgen. Er ist ausgezeichnet durch heftige Ueberschiebung gegen Ost, durch zahlreiche und lange vorliegende Kulissen und vor allem durch den Umstand, dass gegen Nord die Faltung mehr und mehr in die Schichtfolge des Vorlandes übergreift, welche lediglich aus Devon, Mittel- und Ober-Kreide, ferner aus Tertiär besteht.

Schon im Süden wird die Kreide des Vorlandes in grossem Maassstabe in die Faltungen aufgenommen. Der Ueberschiebung des Chief Mountain nahe 49° folgt gegen N. wenigstens bis 53° eine Zone, in welcher anfangs der östliche Theil des Gebirges in lange Schuppen von palaeozoischen und cretacischen Schichten zerlegt ist, mit allgemeinem Fallen gegen West und Str. NNW. (Livingstone, High Rock Range u. A.[19]) Gegen W., d. i. gegen das Innere des Gebirges, verschwindet die Kreide.

Von Revelstoke am Columbia (51°) hat G. M. Dawson ein Profil gegen NO. nach Donald (51° 30′) gezogen und Mc. Connell hat es von hier gegen O. bis an den Aussenrand geführt.[20] Verfolgen wir dieses Gesammtprofil. Im Westen herrscht im Selkirk-Gebirge so wie auch noch weiter gegen West, der Gneiss,

hierauf folgen alte Schiefer, dann die Aequivalente der cambro-silurischen Castle Mountain-Gruppe sammt der älteren Bow River Series und dann eine grosse gegen Ost gerichtete Ueberschiebung. Die folgenden Gesteine sind wahrscheinlich silurisch.

Bei Donald am Columbia tritt eine cambrische Anticlinale hervor. Von hier an reicht durch 60 Kilom. bis zur Sawback Range eine ziemlich regelmässige Folge von cambrischen und silurischen Anticlinalen und Synclinalen, von denen die erste Synclinale gegen W. überbogen sein dürfte. Von der Sawback Range an, 36 Kilom. vom östlichen Gebirgsrande, herrschen die Castle Mountain-Gruppe, ferner Devon, Carbon und endlich die Kreide. Von hier an ist das palaeozoische Gebirge in sieben, ostwärts über einander greifende Schuppen getheilt. Am Aussenrande liegt die Castle Mountain-Gruppe 3 Kilom. weit auf der Kreide. Mc. Connell schätzt das Maass dieser flachen Ueber-

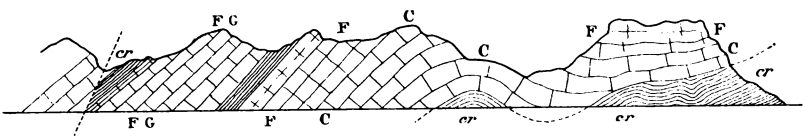



Fig. 32. Aussenrand der Rocky Mountains am Ghost River (S.-Canada). (Nach Mc. Connell.)

*C* (Castle Mt. Group) = Cambro-Silur; *F* = Devon; *G* (Banff limest.) = Permo-Carbon; *cr* = Kreide.

schiebung auf etwa 10·5 Kilom. Im Innern des Gebirges gehen einzelne der Schuppen in überfaltete Anticlinalen über.

Längs des oberen Athabasca, N. von 52° 30′, traf Mc. Evoy gefaltete archaische und cambrische Gesteine, dann nach einer grossen Verwerfung Devon und Carbon, am Rande des Gebirges zwar steil aufgerichtet, aber nicht über die Kreide gelegt.[21]

Weiter im Norden wiederholen sich die Schuppen.

In 56°, am Peace River, verzeichnet Mc. Connell sechs gegen Ost übergeschobene Schuppen palaeozoischer Schichten und die östlicheren haben Trias eingeklemmt; die Neigung ist durchwegs gegen W. Dieses Profil schliesst sich im Westen an archaische Gesteine, die bis 57° 40′ längs des Parsnip und Finlay verfolgt worden sind. Auf dieser Strecke liegt die grosse Längsfurche im Streichen eines palaeozoischen Streifens, der zwischen zwei archaische Schuppen eingeklemmt ist.[22]

Nahe N. von 56° verschwinden im Vorlande in der Umsäumung des canadischen Schildes die tieferen palaeozoischen

Sedimente, Mittel-Devon legt sich dort unmittelbar auf den laurentischen Gneiss, und ihm folgt die cenomane Dakota-Stufe (II, 293).

Wir folgen weiter der Führung Mc. Connell's am Saume der Rocky Mountains.[23]

Das Streichen NNW. bis NW. hält an, und in 59° 30′ n. Br. und 126° w. L. erreicht der Aussenrand des Gebirges mit Gipfelhöhen von 900—1200 M. den Fluss Liard nahe unter dem einstigen Fort Halkett. Oestlich davon werden noch kürzere Züge von palaeozoischem Crinoiden-Kalk und Trias vom Liard durchschnitten. In 124° 40′ enden diese Züge und der Fluss gräbt sich bis 300 M. tief in horizontale Kreideschichten. Jenseits 60°, zwischen 124° und 123° 30′ treten in der Nähe des Fort Liard am linken Ufer des Flusses neue cambrische Kulissen, Str. NNW., hervor. Der Gegensatz des Vorlandes, in dem der Liard horizontale Devon- und Kreide-Schichten entblösst, gegen die schroffen parallelen Züge, welche sofort 1200 M. erreichen, ist hier noch deutlich. Während diese Züge gegen NNW. vom Meridian abweichen, tritt jenseits 61° in 121° 30′ am Nahanni Butte, knapp am linken Ufer des Liard, eine neue, eben so hohe und auffallende cambrische und silurische Kulisse hervor; diese streicht gegen Nord; sie verlässt dabei den Liard und in 62° 15′ bildet sie das linke Ufer des Mackenzie. Nun wendet auch sie sich gegen NNW.

In 62° 45′ erhebt sich am rechten Ufer des Mackenzie eine 1200 M hohe, sehr lange Kulisse und von hier an fliesst dieser Strom in einem Kulissenthale der Rocky Mountains. Dabei weicht die linkseitige Kulisse mehr und mehr vom Flusse ab; das Thal wird 90—100 Kilom. breit und horizontales, da und dort auch gefaltetes Devon wird vom Flusse oft entblösst; Whitfield rechnet es zur europäischen Cuboides-Zone.[24] Von 64° an erscheint auch die Kreide mit Inoceramus im Thale, und das Devon führt Salzquellen, wie sonst weit und breit im Vorlande. Nichtsdestoweniger hält die rechtseitige Kulisse, die in 62° 45′ begonnen hatte, an und wird in 65° 10′ vom grossen Bären-Flusse durchschnitten; Bell traf hier in Stromschnellen gefaltetes Silur. Mt. Charles (1500 Fuss) gehört hier zu diesem Zuge.[25]

Der vereinzelte Bear Rock (1400 Fuss), am Einflusse des grossen Bären-Flusses in den Mackenzie, ist ein devonischer

Sattel; hier scheinen sogar blattführende tertiäre Schichten an der Faltung theilzunehmen.

Von hier an nimmt die Höhe der Berge ab; die Richtung ist NW. Der Fluss bewegt sich ganz in Devon und Kreide. Der Felsen Carcajou (64° 40′; 128° 20′) ist eine Anticlinale derselben Schichten und wird von Mc. Connell als die Fortsetzung der nahe 61°, 123° 30′ beginnenden Kulisse angesehen.

In den Stromschnellen von Sans-Sault (63° 40′; 129° 10′) durchbricht der Mackenzie neuerdings einen Sattel von Devon und Kreide; nun verlieren sich aber die Kulissen, und bis zum Delta herrscht flache Lagerung. Das ist auch an den Stromschnellen der Ramparts (66° 15′) der Fall; hier wurde Stringoceph. Burtini gefunden. In 67° 25′ wird das Devon mit Atrypa reticularis ölführend; bald darauf verschwindet es in 131° 40′ unter der Kreide, die bis an das Haupt des Delta anhält. Der Unterlauf des Mackenzie liegt somit ausserhalb des Hochgebirges, innerhalb der Schichtfolge des Vorlandes; dieses ist aber von langen Kulissen durchzogen, die dem Hochgebirge parallel sind. Es ist ein sehr ausnahmsweiser Fall.[26]

An Mc. Connell's Bericht schliesst sich in lehrreicher Weise jener von Camsell.[27]

Wir kehren an die Stromschnelle Sans-Sault zurück. Es wurde gesagt, dass der Mackenzie an dieser Stelle (nahe 63° 40′) das Gebirge verlässt und in flach gelagertes Land hinaustritt. Der Rand des Gebirges ist ziemlich stark ausgeprägt und zieht von hier fast geradlinig gegen WNW. bis über den oberen Wind River (r. Zufluss des Peel). Hier, beiläufig in 65° 15′ und nicht allzuweit von 136° w. L. vollführt der Gebirgsrand einen Bug und läuft gerade beinahe N. bis in die Nähe des Fort Mc. Pherson. Hiedurch bleibt nicht nur Mackenzie unter Sans-Sault, sondern auch fast der ganze Peel ausserhalb der Rocky Mountains. Beide bewegen sich auf einer Tafel von horizontaler oder wenig gefalteter Kreide und von lignitführenden tertiären Schichten. Der Peel gräbt sich öfters tief ein. Die Tafel ist im südlichsten Theile 1700 Fuss hoch, von kurzen, dem Gebirge vorliegenden Kulissen unterbrochen (Illtyd, 4200 Fuss) und endet am Satah (r. Zufl. des Peel, 66° 50′) mit einem langen steilen Abfalle. Unter diesem beginnt das Flachland des untersten Mackenzie.

Unter Fort Mc. Pherson schliesst die Tafel am linken Ufer des Mackenzie an das neuerlich hervortretende Gebirge. Mt. Goodenough, 3000 Fuss hoch, nahe 68°, liegt mit seinem sehr steilen östlichen Abfalle nur 3 Kilom. von einem der Arme des zertheilten Flusses. Der Berg besteht aus horizontalen oder nur schwach gefalteten Schichten. Zu unterst liegt schwarzer Schiefer, höher ein roth verwitternder Thoneisenstein mit Ammoniten, darüber Sandstein. Gegen N. und NW. nimmt die Höhe ab und der Berg taucht endlich W. von der Mackenzie-Mündung in's Meer. So weit Camsell.

Etwas W. von hier verzeichnen die Karten zwei gegen NW. streichende und vielleicht zusammen gehörige Höhenzüge, Richardson- und Buckland-Mts. Sie dürften O. vom Malcolm Fl., nahe 139° 30′ das Meer erreichen. Sie sind die nördlichsten Züge, mit denen die Rocky Mts. in die Schaarung eintreten. Südlich vor ihnen liegt die Wasserscheide; hier zwischen 69° und 68° n. Br., 141° w. L. hat, wie erwähnt, Turner ein hohes Gebirge getroffen; es muss die OW. streichende Hauptkette von S. J. Marsh sein, auf den Karten zuweilen Davidson Mts. genannt, thatsächlich wohl das Ende von Rumanzof. Dieses Gebirge muss bald enden. Mc. Connell und Camsell sind beide vom Mackenzie über den Rat-Fl.(67° 45′) zum Porcupine gegangen und haben keine Fortsetzung des hohen Gebirges getroffen.

Mc. Connell hat vom Haupte des Delta zwei, 30—35 Kilom. von einander entfernte Profile gegen West gezogen. Das nördliche, am Rat, traf etwa 2800 Fuss hohe Berge von cretacischem Sandstein mit Ammoniten; Str. N. Das zweite Profil, nahe 67° 26′, bot die Tragstelle vom Peel-Fl. zum Lapierre-Hause am Bell. Die Berge sind bis 4000 Fuss hoch und scheinen eine breite N. streichende Anticlinale zu bilden, aber auch hier wurde nur Kreide getroffen. Sie scheint sehr mächtig zu sein.

Am Bell River sah man nur an einer Stelle entblösstes Gestein, und zwar geneigte Kreide-Schichten; hier scheint das Streichen NNW. zu sein. Dann, am Porcupine, wo der grosse Bug dieses Flusses beginnt, kommen unter dem Kreide-Sandstein Bänke mit Aucella zu Tage (67° 30′, 137° 30′) und unter diesen auch palaeozoische Gesteine. Weiterhin liegen am Porcupine tertiäre Schichten; die Old Crow Berge (140°) werden cretacisch sein. Die Oberen Ramparts des Porcupine sind

Stromschnellen in einem Cañon von Basalt, unter dem steil gestellte, muthmaasslich devonische Bänke sichtbar sind; Str. fast N. Die Basalte halten an; bei den unteren Ramparts (nahe 67°, 142° 30′) tritt unter ihnen Silur hervor.[28] Dann folgt wieder Kreide. Dann tritt der Porcupine in die Yukon-Flats.

Alles, was bisher vom Mackenzie bis zur Schaarung erwähnt worden ist, gehört somit vorliegenden Kulissen an, in denen gegen die Schaarung hin eine Beugung des Streichens gegen N. bemerkbar wird. Die Fortsetzung der Hauptkette der Rocky Mts. darf erst südlich von der Ebene des Peel gesucht werden.

Um sie aufzusuchen, kehren wir nach Süden zurück.

Viel unbekanntes Land liegt freilich noch zwischen den vorliegenden Kulissen und der Reihe von Gneissmassen, welche mit Umrissen, die nach dem Streichen verlängert sind, den Westen der Rocky Mts. bezeichnen. Aber der Eifer der canadischen Geologen, unterstützt von jenem der goldsuchenden Prospectors, lässt beiläufig die Grundlinien erkennen. Der Ausgangspunkt der Kenntnisse ist G. M. Dawson's Reise vom Stikine und dem oberen Liard über den Frances-Fl. zum oberen Pelly, dann zu den Resten des Fort's Selkirk am Yukon und seine Rückreise über den Lewis-Fluss gegen Süden.[29] Diese und viele neuere Arbeiten gestatten, das Folgende zu erkennen.

Bis 57° 40′ wurde bereits am Tochieca archaisches Gestein erwähnt. Weit vom Süden her sind die Gneisse und alten Granite von hochverändertem Schiefer begleitet, da und dort auch von Quarzit, Marmor und Serpentin. Dieser Schiefer ist der Hauptsitz des Goldes. Er mag durch Granit oder Gneissmassen unterbrochen, von Kreide oder tertiären Ablagerungen bedeckt sein, macht sich aber immer wieder kennbar. Er wird für vorcambrisch gehalten und der Prospector findet eben so wenig in dem weiter gegen Ost liegenden Cambro-Silur seine Rechnung, als in der gegen West liegenden und gänzlich abweichenden Schichtfolge des Zwischengebirges.

Dawson hat erkannt, dass die Biotit-Granite dieser inneren Züge der Rocky Mts. mit ihren nicht seltenen Uebergängen in Gneiss weit älter seien als die bald zu erwähnenden grauen Hornblende-Granite der Westküste. Er meinte, ihre Massen seien vielleicht wechselständig gereiht, etwa wie die Kulissen des palaeozoischen Gebirges.

Ohne in Einzelheiten einzugehen, wollen wir anführen, dass in 59° der Dease-Fl. einen 20 Kilom. breiten, NW. streichenden Zug von solchen alten Graniten und „granitoiden" Gesteinen durchschneidet, dass ein grosser Theil des Cassiar-Gebirges denselben Felsarten zufällt und dass der Pelly das Streichen in spitzem Winkel und etwas N. von der Masse der Glenlyon-Berge quert. Diese bestehen aus einem Granit von etwas abweichender Beschaffenheit, dessen Ausläufer schräge gegen WNW. über den Fluss setzen.

Der grösste Theil des Pelly aber fliesst in Schiefer mit Lagen von Hornstein. Nahe der Mündung des Macmillan erwähnt Mc. Connell sericitische Schiefer mit etwas Gneiss, dann Granit-Gneiss, und zwar einen echten Ortho-Gneiss, der öfters als Pelly-Gneiss angeführt wird.

Vom Pelly her quer über den Stewart streichend, erreichen nun die alten Felsarten den Fluss Klondike und kreuzen mit ihrem N.-Rande den Yukon nahe unter der Stadt Dawson. Ihr Streichen ist NW., ihre Breite nimmt ab; gegen Süden sind sie scharf abgegrenzt.[30] Nun streichen sie N. vom Tanana weiter gegen WNW. Hier hat sie Spurr vor Jahren die Yukon-Geanticline genannt; diese endet, wie bereits gesagt wurde, in 64° 20' n. Br., 147° w. L.[31]

Kaum kann man aber hier in der Nähe der Schaarung von einem wahren Gneiss-Zuge sprechen. Mc. Connell zeigt, dass bei weitem der grösste Theil des Gebirges am Klondike und noch weiter gegen SO. durch übergrossen Druck in lichten sericitischen Schiefer umgewandelt ist, in dem nur das Mikroskop und einzelne nicht umgrenzte Massen von Pelly-Gneiss den Ursprung aus Granit oder Porphyr erkennen lassen. Dieses völlig zerdrückte Intrusiv-Gestein wird hier als die wahre Lagerstätte des Goldes angesehen.[32]

In dieser Gestalt endet der Zug von Gneissmassen, die schon S. von 49° an der Westseite der Cambro-Silur-Zone getroffen werden. Von Kootenay im Süden, über Cariboo, das Thal des Finlay, des oberen Stikine, den oberen Liard, das Cassiar-Gebirge und viele andere Vorkommnisse bis über Klondike hinaus sind sie durch einen wahrhaft goldenen Gürtel verbunden.

Im Osten und Norden dieser Zone lässt sich auch bis in die Nähe der Schaarung eine besondere und hohe palaeozoische

Kalk- und Schiefer-Zone unterscheiden. Sie ist streckenweise von Aucellen-Schichten begleitet. Ihr gehört im Norden die Wasserscheide gegen das Eismeer an. Sie umfasst wahrscheinlich Selwyn Range (sehr wenig bekannt), dann Ogilvie Range, deren Nordrand jenseits 65° zwischen 135° und 136° den Rand der Ebene des Peel erreicht. Zu dieser werden auch die hohen palaeozoischen Berge gehören, die den Yukon unterhalb der britischen Grenze, bei Eagle und an der Mündung des Tatundock berühren; ebenso die Ketchumstock-Berge, N. vom Tanana.

In welcher Weise das äusserste NO.-Ende des Alaska-Gebirges an die Südseite dieses äussersten NW.-Endes der Rocky Mountains im Thale des Tanana anschliesst, wurde bereits gesagt.

## 2. Der Beginn des Zwischengebirges.

Die Wrangell-Vulcane. In 62° und 63° n. Br. liegt auf der Zone der Schaarung das vertiefte Plateau des Kupfer-Flusses, dem im Osten die Gruppe der Wrangell-Vulcane aufsitzt. Von NW. gegen SO. misst es etwa 220 Kilom. und etwas weniger in der darauf senkrechten Richtung. Der Kupfer-Fluss entspringt an der Nordseite der Vulcane, umfliesst ihren westlichen Rand in einem Bogen und trennt sie ab von der Tundra, die gegen NW. und W. bis zum Fusse des Alaska-Gebirges die Oberfläche des Plateau bedeckt. Nachdem der Fluss die Vulcane umgangen hat, tritt er im Süden bei Taral in ein 90 Kilom. langes, enges Querthal ein, welches die ganze Breite des Tschugatsk-Gebirges von Nord gegen Süd durchschneidet. Bevor er in den ersten Cañon eintritt, nimmt er aus OSO. den beträchtlichen, von einem breiten Thale begleiteten Fluss Chettyna auf, der den südlichen Fuss der Vulcane umgibt. Die Rocky Mts. treten nicht in die Umrandung des Plateau des Kupfer-Flusses ein. Den südlichen Rand bildet der namentlich im Westen sehr steile Nordabfall des Tschugatsk-Gebirges, das sich ohne Unterbrechung gegen SO. in das S. Elias-Gebirge fortsetzt. Im Nordwesten des Plateau erhebt sich Mt. Hayes, der bereits als einer der östlichsten Hochgipfel des Alaska-Gebirges genannt wurde. Sein Streichen ist ONO., und daran schliesst sich mit Str. OSO., entsprechend dem Winkel der Schaarung, das Mentasta- und als seine Fortsetzung das Nutzotin-Gebirge, welches N. von den Vulcanen vorbeizieht. Das Nutzotin-Gebirge selbst ist gegen N. nur durch das breite und versumpfte

Thal des Tanana von dem gleichfalls OSO. streichenden Gneiss der Rocky Mts. geschieden.

Die Gruppe der Wrangell-Vulcane bildet einen einheitlichen, mehrere sehr hohe Vulcane umfassenden Klumpen von Asche und

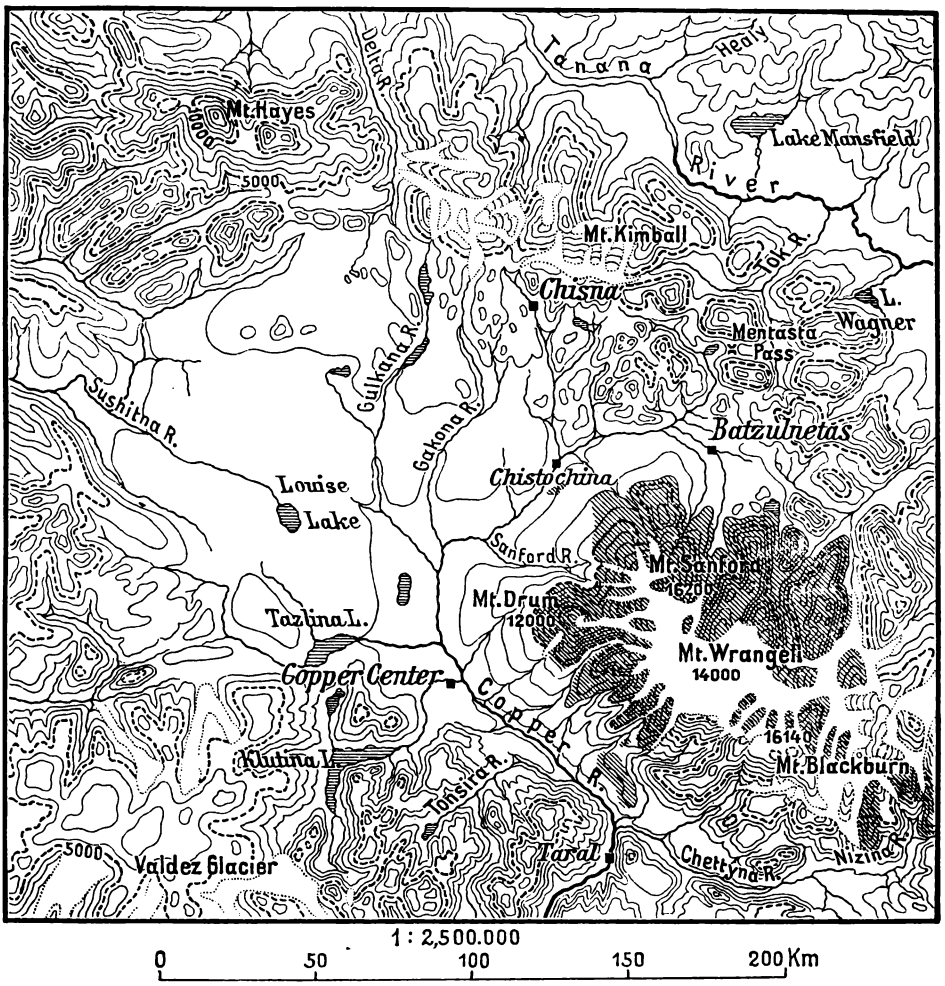



Fig 33. Das Plateau des Kupferflusses.

(Nach der Karte von R. U. Goode in Brooks, Alaska; geol. Angaben nach Mendenhall, Schrader und Spencer; Höhen in engl. Fuss.)

Das Eingreifen des z. Th. mesozoischen Horstes wird am S.-Abhange des M. Blackburn sichtbar. M. Hayes und Kimball gehören dem Alaska-Geb. an; Mentasta Pass entspricht der gegen NW. unter M. Kimball streichenden Verwerfung und die südlichen, abgesunkenen Berge sind ältere Erupt-Gesteine, Ober-Carbon und Tertiär. Tanana Riv. ist die Grenze gegen die Rocky Mts. Die südlichen Berge umgeben die Bucht Tschugatsk und streichen SO. zum S. Elias.

Laven, der jedoch im Süden, nördlich vom Fl. Chettyna, Vorkommnisse von älteren Laven und von sedimentären Schichten umfasst. Auch im Westen wird die Unterlage des vulcanischen Baues stellenweise sichtbar.

Der breite Vulcan Wrangell (4269 M., fast genau in 62° n. Br., 144° w. L.) bildet die Mitte der Masse; gegen Nord hängt er durch einen hohen Rücken mit dem höchsten dieser Berge, Mt. Sanford (4940 M.) zusammen; SSO. von Wrangell liegt, etwas gegen den Chettyna vortretend, Mt. Blackburn (4919 M.). Gegen W. erhebt sich im Mittelpunkte des Bogens des Kupfer-Flusses Mt. Drum (über 3600 M.). Die letztere Höhe wird nach Mendenhall noch von wenigstens zehn Gipfeln erreicht oder übertroffen. In den letzten Jahren war Wrangell der einzige dieser Gipfel, über dem eine Rauchwolke schwebte, aber im Frühjahre 1907 ist heftigere eruptive Thätigkeit eingetreten, die sich auf Wrangell, Blackburn und Sanford erstreckt zu haben scheint.[33]

Diese grosse Anhäufung von Bergen misst von WNW., wo sie zum Plateau des Kupfer-Flusses abfällt, gegen OSO., wo sie sich an das in der gleichen Richtung streichende Skolai-Gebirge anfügt, 160 Kilom., und senkrecht darauf 110 Kilom. Auf den Höhen des Skolai-Gebirges befindet sich auch eine lange Reihe von Vorkommnissen jüngerer Aschen, Laven und Bimsstein. Die Gletscher schleppen sie in die Thäler hinab und man kennt solche Spuren sogar noch am Chilkat-Passe oberhalb des Lynn-Kanales. Oberhalb des Klutlan-Gletschers liegt der Berg Na-taz-hat (etwa 61° 30′ n. Br., 141° 30′ w. L.), der wahrscheinliche Ausgangspunkt einer weissen Asche, die bis in grosse Entfernungen als eine Zwischenlage im Humus kennbar ist.[34]

Schon die Wrangell-Gruppe selbst steht etwas östlich von der Schaarung; die Erfahrungen im Skolai-Gebirge zeigen, dass die vulcanische Kette von den Aleuten durch Cook's Einlass, dann über das Plateau des Kupfer-Flusses und über Wrangell und Na-taz-hat weiter gegen OSO. fortsetzt. Kein zweiter Fall ist bekannt, in dem eine Linie thätiger Vulcane einer Schaarung folgt, und desshalb mögen Einzelheiten Raum finden.[35]

Mendenhall und Brooks sind in übereinstimmender Weise zu dem Ergebnisse gelangt, dass die Wrangell-Vulcane auf einem gesenkten Gebiete liegen, welches im Norden gegen das Nutzotin-Gebirge durch Verwerfungen, im Süden, im Thale des Chettyna, gegen den Nordrand des Tschugatsk-Gebirges durch Flexuren oder Brüche begrenzt ist, d. i. auf einem streichenden Graben.[36]

Im Norden besteht die Hauptkette des Mentasta- und des Nutzotin-Gebirges aus schiefriger Grauwacke mit vielen Quarz-

gängen (Tanana-Schiefer), gegen die südlichen Vorberge abgeschnitten durch eine mächtige streichende Verwerfung. Im Süden von Wrangell erscheinen hochveränderte Amphibolit- und Glimmerschiefer, auch krystallinischer Kalk (Klutina-Series) als das nördlichste und älteste Glied der Tschugatsk-(Elias-)Berge, überlagert von einer mächtigen Folge von Schiefer und Grauwacke (Valdez-Series), die den grössten Theil dieser Berge ausmacht.

Der Graben ist im Meridian des Wrangell mindestens 170 bis 180 Kilom. breit.

Die versenkte Schichtfolge umfasst folgende Glieder:

1. Nikolai-Diabas; wiederholte Ergüsse, bis 4000 Fuss hoch aufgebaut; im obersten Theile kupferführend.

2. Ober-Carbonischer Kalkstein mit Fusulinen und Productus cora; Schuchert bemerkt die Verwandtschaft mit asiatischen Vorkommnissen.[37]

3. Mächtige Folge von permischem Schiefer und Kalkstein.[38]

4. Trias; dunkler Kalkstein, darüber wohl 3000 Fuss Schiefer mit Monot. subcircularis und Daonella.

5. Alle diese Glieder sind concordant gelagert und gefaltet mit normalem Streichen NW.; auf ihren abgetragenen Falten liegt discordant Neocom (Kennicott-Formation; Aucella crassicollis), übereinstimmend mit der Knoxville-Stufe Californien's.[39]

6. Vereinzelte pflanzenführende tertiäre Schollen am Nordrande.

Der mittlere Jura, auf der Halbinsel Alaska so stark vertreten, wurde noch nicht getroffen; auch die sonst so verbreitete obere Kreide ist hier noch nicht bekannt. Neocom ist das jüngste Sediment, auf dem die Laven von Wrangell lagern.

Wer vom Nutzotin-Gebirge, d. i. von Norden her, den Graben durchquert, trifft nach Mendenhall's Karte zuerst auf eine in die Randverwerfung eingekeilte Scholle eines dioritischen Gesteins und dann auf die mächtige permische Schichtfolge, an der Verwerfung steil gestellt und von basischen Lagergängen durchzogen, weiter gegen Süd flach, und ohne Lagergänge. Dann wird ein breiter Stock von Diorit, von älterem Andesit, auch Diabas erreicht. Diese Gesteine tauchen unter das Schwemmland des Kupfer-Flusses. Aus diesem erheben sich die riesigen Vulcane. An ihrer Westseite treten durch die Laven hochveränderte

Gesteine hervor, die vielleicht der Klutina-Series des nahen Tschugatsk-Gebirges angehören; weiterhin sieht man Diorite, ähnlich den bereits erwähnten. Endlich entblösst sich auf der Südseite der Vulcane unter ihren Anhäufungen die ganze Serie vom Nikolai-Diabas bis zum Neocom. Sie reicht bis in ansehnliche Höhen; der südliche Theil der vulcanischen Aufschüttungen ruht sohin auf einem Horst, der aus dem Graben aufragte.

Dieser südliche, sedimentäre Theil der Wrangell-Masse ist nichts anderes, als das westliche Ende des Skolai-Gebirges, und dieses selbst ist sammt seinen Vulcanen wahrscheinlich nichts anderes als ein weniger tief gesenkter Theil des Grabens.

Brooks und Peters sind vom Lynn-Kanal zu den Nutzotin-Bergen und von dort zum Yukon gereist. Rohn ist über die Skolai-Berge an die Nordseite der Vulcane gelangt. Es bleibt kein Zweifel, dass die oberpalaeozoischen und mesozoischen Sedimente des Grabens von den Vulcanen in ununterbrochenem Zuge und mit zunehmender Breite Brit.-Columbien erreichen.

Brooks meint, die Vulcane der Aleuten könnten, obwohl geographisch nicht verbunden, wahrscheinlich doch als eine SW.-Fortsetzung der Wrangell-Vulcane angesehen werden.[40] Ein Vergleich dessen, was hier über den muthmaasslich grabenförmigen Bau von Cook's-Einlass und der Schelikof-Strasse, sowie über Matanuska gesagt worden ist, bekräftigt diese Meinung. Es ist anzunehmen, dass ein streichender Graben oder grabenförmiger Einsturz zwischen Alaska- und Nutzotin-Gebirge im Norden und Kenai und Elias-(Tschugatsk-)Gebirge im Süden beide Richtungen der Schaarung begleitet.

Der columbische Granodiorit. Nördlich von den Vulcanen wurde das Nutzotin-Gebirge genannt. An seinem Nordrande, an der Grenze gegen das Flachland des Tanana, wo es zwischen 143° und 142° vom Nabesna-Flusse durchschnitten wird, traf Brooks ein kleineres Vorkommen von grauem Granit.[41] Hayes und Brooks haben am oberen White River, am Kluane-See, dann am See Dezadeash (137°), d. i. in einer gegen SO. streichenden Zone denselben Granit wieder begegnet. Dabei nimmt er aber sehr rasch an Breite zu, erlangt streckenweise dioritische Merkmale und wird wohl auch als Granodiorit bezeichnet. Oberhalb der Porcupine-Wäschen (136° 15′ WNW. vom Chilkat-Einlasse, Lynn-Kanal) beschreibt ihn C. W. Wright als einen

dioritischen Zug, mehr als 120 Kilom. breit, dem in der Entfernung von 12—13 Kilom. gegen Süd ein zweiter, nur 3·2 bis 6·4 Kilom. breiter dioritischer Zug vorliegt. Die Sedimente, in welche der Diorit eingedrungen ist, führen an der S.-Seite Fossilien des Unter-Carbon und sind eng gefaltet mit Str. N. 60° W., Fall. NO. Sie sind im Contact verändert; bald folgt der Diorit den Schichtfugen, und bald durchschneidet er das Streichen.[42]

Dieses ist der Beginn eines intrusiven Körpers, der jünger ist als Trias, nach Spencer und C. W. Wright sogar jünger als die Aucellen-Schichten, und älter als Cenoman, und der an Grossartigkeit nicht übertroffen wird. Dawson hat seine wichtigsten Merkmale zuerst erkannt.[43]

Der westliche Rand langt am Haupte des Lynn-Kanales an und eine sehr lange schmale Zone von Sedimenten, in der Hauptsache die Contact-Zone, scheidet ihn durch einige Breitegrade vom Meere. Der Granodiorit überragt in steilen Wänden diese Zone; er ist durchschnittlich 80, am Stikine über 100 Kilom. breit, von Fjords durchschnitten, und erreicht die Mündung des Fraser. Erst hier zieht er sich vom Meere zurück und sein verschmälertes Ende liegt in den Vereinigten Staaten, jenseits 49°. Durch seine ganze Länge von beinahe vierzehn Breitegraden ist er ein hohes und schroffes Felsengebirge; Gipfel von 7000 Fuss sind in Menge vorhanden; einzelne erreichen 8000—9000 Fuss.

Der Ausdruck Granodiorit ist in Uebereinstimmung mit americanischen Forschern verwendet. Im Allgemeinen wird damit der Begriff eines etwa dem Tonalit oder Monzonit verwandten Gesteins verbunden. Bald auch wird der Ausdruck Granit, bald Quarzdiorit oder Diorit vorgezogen. E. Wright sagt, der grosse Intrusivkörper umfasse die verschiedensten Felsarten, seltener Granit, häufiger Granodiorit bis Diorit und Gabbro. Beobachtungen am Behm-Kanal und dem Unuk-Flusse (55° 10′ bis 56° 45′) ergaben an der Westseite Umwandlung in Glimmerschiefer, seltener Hornfels und Fleckschiefer und viele pegmatitische und aplitische Adern, dagegen auf der Ostseite scharfe Abgrenzung am Contacte.

Im Osten hat Dawson auf mehr als 800 Kilom. an verschiedenen Punkten Ober-Carbon und an einzelnen Stellen, wie am Stikine, Trias getroffen. Das ist die Schichtfolge des Skolai-Gebirges. Schon im Jahre 1887 schloss Dawson, diese gewaltige

Masse könne nur durch Aufzehren des Nebengesteins an ihre heutige Stelle gelangt sein.[44] Am Unuk wird nahe am Contact ein junger Erguss von Laven bemerkt.[45]

Dieser Batholith heisst in Canada Coast Range. Er ist von den californischen Coast Ranges verschieden. Sein schräger Verlauf im Norden bringt es mit sich, dass man sagt, N. vom Lynn-Kanale trete die Coast Range in das Land.

Brooks vermuthet, dass eine Felsart von den Höhen des Mc. Kinlay zum Granodiorit zu rechnen sei.[46]

Um die Westseite des Batholithen kennen zu lernen, müssen wir nochmals nach Norden zurückkehren.

### 3. Das Elias-Gebirge.

Das 1800 bis 2400 M. hohe und schwer zugängliche Hochgebirge, welches der Kupfer-Fluss unterhalb Taral durchschneidet und welches zwischen dem Chettyna und dem Meere gegen SO. fortstreicht, ist die Fortsetzung des Tschugatsk-Gebirges. Es bietet, wie dieses, die Valdez- und Orca-Series; wie dort, liegen die jüngeren Gesteine gegen das Meer hin und ist auch die Bewegung einseitig gegen das Meer gerichtet. Der Aussenrand am Meere erinnert in mancher Beziehung an eurasiatische Aussenränder. An der Controler Bai, unweit O. von der Mündung des Kupfer-Flusses, und an dem landeinwärts liegenden Bering-See beschreibt Martin bunte Schiefer, vielleicht zur Orca-Serie gehörig, hierauf dunkeln, kohligen Schiefer mit Erdöl und mit tertiären Meeres-Conchylien (Katalla-Formation, Eocän), dann die flötzreiche Kenai-Stufe und über dieser marines Miocän, übereinstimmend mit der Aleuten-Insel Unga.

Alle diese Sedimente sind gefaltet, aber die genauere Aufnahme der Falten zum Zwecke der Verfolgung des Erdöles lehrt, dass zwischen 144° 30′ und 143°, daher ziemlich weit O. von der Schaarung, in diesem Saume des Gebirges noch Str. NO. herrscht, nur stellenweise unterbrochen von dem normalen NW. als hätte die Bewegung des W. von der Schaarung liegenden Gebirgstheiles länger angedauert.[47] Am Cap Yaktag (142° w. L.) bilden miocäne Meeresablagerungen nach Eldridge eine OW., streichende Anticlinale.[48]

Zugleich steigt die Höhe des Gebirges. Im S. Elias, N. von Cap Yaktag, erreicht es 5514 M. und NO. von diesem im

M. Logan 5855 M.; im Fairweather (4700 M.) und Crillon langt es am Cross-Sunde an. Hier trennt es den Lynn-Kanal vom Ocean, ist aber in zwei Hälften getheilt durch die Glacier-Bai, welche den grossen Muir-Gletscher aufnimmt.

Für die Kenntnis des S. Elias gibt es drei Hauptquellen, nämlich zwei Reiseberichte von Isr. Russell[49] und einen des Prinzen Amadeus von Savoyen.[50] Die Abhänge und Vorberge sind in den beiden ersten geschildert; dem dritten verdankt man einige Kenntnis vom Gipfel.

Dieser Gipfel besteht aus Diorit, in seinem allerhöchsten Theile aus Hornblendfels. Schnee und Eis bedecken diese hochliegenden Gebiete; ihre Felsarten sind nur aus den Moränen bekannt. Vom M. Cook wurde Gabbro gebracht.[51] Innerhalb der Bucht Disentchantment traf Russell weissen Kalkstein und grünen Schiefer mit grossen Gängen von Quarzglimmerdiorit. Noch weiter im Südosten erwähnt Reid an den Ufern der Glacier-Bai und am Muir-Gletscher Diorit und Quarzdiorit in grosser Ausdehnung, gefaltete palaeozoische Gesteine durchschneidend. Diese Gesteine setzen nach der Insel Tschitschagof hinüber und dürften Ausläufer des grossen Batholithen sein.[52] Auf der Drake-Insel (Mitte der Glacier-Bai, 58° 40′ n. Br.) wurde die ober-silurische Leperditia baltica, und auf dem Dirt-Gletscher (äusserst. SO. des Muir-Gletschers) eine palaeozoische Koralle getroffen.[53]

Wir kehren an den steilen südlichen Absturz der Pyramide des Elias zurück. Er mag wohl der Schichtenkopf des palaeozoischen Hauptzuges sein. Seine Schichten sind flach gegen NO. geneigt. Unter den vortretenden Sporen des Absturzes treten brauner Sandstein und schwarzer Schiefer hervor, Russell's Yakutat-System, dessen Aehnlichkeit mit cretacischem Flysch bereits in Kadiak (Aleuten) erwähnt worden ist. Die Yakutat-Schichten tauchen, stark gefaltet und zerdrückt, unter die Masse des S. Elias hinab. In der That muss man annehmen, dass der palaeozoische Hauptzug von NO. her über das Yakutat-System heraufgeschoben ist, etwa wie die Kalk-Zone der Ostalpen über die Flysch-Zone.

Weiterhin erscheint das Yakutat-System mit der gleichen NO.-Neigung an den südlichen Abhängen unter den Gipfeln Newton und Augusta des S. Elias. Kein anderes Gestein als dieses wurde bis an die Bucht Yakutat (140°) getroffen. Noch jenseits der Bucht herrscht die flache Neigung NO., aber an

dem äussersten südlichen Saume (Blossom am NO.-Rande des Malaspina-Gletschers, Insel Knight in Yakutat) stellen sich die Schichten steil auf.

Dem Yakutat-System folgt am S. Elias gegen SW. das Pinnacle-System. In seinem ersten Berichte beschrieb Russell es am Pinnacle-Passe als eine 1800 Fuss mächtige Folge von Sandstein, mit geringen Kohlenvorkommnissen in dem tiefsten Theile und mit wiederholten Einschaltungen von Conglomerat, auch von Blöcken alter Felsarten. Dem oberen Theile der Schichtfolge gehört ein fester, grauer Kalkstein mit grossen Pectines an. So weit möchte wohl dieses System für tertiär gelten; in ähnlicher Gestalt erscheint es auch zwischen den Chaix-Hills und den Yakutat-Schichten unter dem S. Elias. Vielleicht dürfte man sogar die Vermuthung wagen, dass es derselbe Horizont ist, dessen grosse Pectines weiter gegen SO., in der Lituya-Bai (unter Mt. Fairweather) etwa 400 M. über dem Meere schon vor vielen Jahren das Erstaunen La Peyrouse's erweckten. Die Schichten der Lituya-Bai sind nach Dall 15° bis 75° NW. geneigt; die kleine Insel Cenotaph ist miocän.[54]

Ausserdem führt Russell noch jüngere Vorkommnisse an. Auf dem Kamme des Pinnacle-Passes, in 5000 Fuss (etwa 1500 M.) wurden in Sandstein und Schiefer Mya arenaria, Cardium islandicum und andere noch lebende arktische Arten getroffen.[55]

Die Chaix-Hills, 900 bis 1000 M. hoch, sind 12 bis 16 Kilom. lang, gegen SO. gestreckt, äusserst steil abfallend gegen Süd, mit 10° bis 15° gegen NO. geneigten Schichten. Sie bestehen ganz aus geschichtetem Moränen-Materiale mit geschliffenen Blöcken. In zwischengelagertem feinerem Thon erscheinen Cardium islandicum, Panopaea arctica u. s. w. Die Vorberge des Elias, wie die Samowar-Berge, haben eine ähnliche Beschaffenheit und wahrscheinlich auch die Robinson-Berge; in beiden sind die Schichten gegen N. geneigt.[56]

Diese Einzelheiten zeigen, dass längere Gesteins-Zonen von den Höhen des S. Elias bis zur Bucht Yakutat und zum Theile noch weiter etwa gegen SO. streichen. Hornblend-Gestein und Diorit von unbekanntem Alter bilden die höchsten Theile; unter sie neigt sich flach das flyschähnliche Yakutat-System; mit gleicher Neigung folgt das muthmaasslich mitteltertiäre Pinnacle-System und diesem folgt seewärts schon von 1500 M. an glacialer Silt.

Weiter im Norden (145°) sieht man an einzelnen Stellen bis zu 30 Fuss über dem Strande horizontale, junge Meeres-Ablagerungen.

Die späte Bewegung des Gebirges, welche glaciale Ablagerungen in so beträchtliche Höhen trug, dürfte nach den bisherigen unvollkommenen Angaben ihr Maximum in der Nähe des Scheitels des grossen Malaspina-Gletschers gehabt haben, der mit der Breite von 100 Kilom. W. von der Yakutat-Bai an das Meer tritt. Die nächstliegende Erklärung ist, dass der gesammte Hauptzug des Elias von NO. her in postglacialer Zeit über flyschähnliche, tertiäre und glaciale Schichten heraufgeschoben wurde.

Nach einem Berichte von Tarr und Martin ist dieses Gebirge noch heute in Fortbildung begriffen. Die Anzeichen gehen dahin, dass innerhalb der Yakutat-Bai im September 1899 unter wiederholten Erdstössen eine Erhebung des Landes in örtlich sehr wechselndem Maasse stattgefunden hat. Der Höchstbetrag, an der Westküste der Disenchantment-Bucht gelegen, ist nicht weniger als 14·4 M. Dieser Fall dürfte neben S. Francisco das am genauesten erforschte Beispiel wahrer tektonischer Bewegung aus den heutigen Tagen sein.[57] Ihre Ungleichförmigkeit steht in lehrreichem Gegensatze zu den eustatischen Strandlinien.

Der Alexander-Archipel. Während der grosse Batholith sich dem Meere nähert, nimmt das Elias-Gebirge schnell an Höhe ab. Auf dem im gleichen Streichen folgenden Archipel erreicht nur Baranof noch 1000 bis 1200 M. W. von Baranof tritt auf der Insel Kruzof noch der vereinzelte Vulcan Edgecumbe auf;[58] der ganze übrige Archipel folgt in langen Linien dem Streichen SO., welches nahe, wenn auch nicht ganz, der W.-Grenze des Batholithen entspricht. Die Kenntniss von demselben hat vom Norden her bis 57° durch Spencer's Untersuchungen des Gold-Gebietes von Juneau und durch jene von C. W. Wright auf der Admiralitäts-Insel, dann im Süden etwa von 56° bis 55° durch die Beschreibung des Ketchikan-Districtes (auf Revillagigedo) von Brooks sehr wesentliche Fortschritte gemacht.[59] Im Ganzen dürfte folgendes Ergebniss sich der Wahrheit nähern.

Der Batholith wird von Spencer als aus der Verschmelzung mehrerer Körper entstanden angesehen; seine Felsarten werden hier bald als Granit, bald als Diorit (Quarz-Diorit u. A.) bezeichnet. Sein W.-Rand ist von Contact-Erscheinungen, auch von

Erzlagern begleitet; oft laufen Lagergänge durch diese Zone und einzelne dieser Einschaltungen werden zu reinen Hornblend-Zügen. Im Norden erscheinen noch innerhalb dieser Zone carbonische, und zwar wahrscheinlich ober-carbonische Fossilien.[60] Diese ganze Zone taucht gegen NO. unter den Granodiorit und ebenso im Norden alle Sedimente auf die Breite von 16 bis 22 Kilom.; dann, mit grösserer Entfernung, tritt Faltung ein. In den Falten wurden im südlichen Theile der Admiralitäts-Insel ober- oder permo-carbonische, an mehreren Stellen unter-carbonische und im Westen, längs des W.-Ufers der Chatham-Strasse neben unter-carbonischen auch ober-silurische Fossilreste gefunden. Kalksteine im Westen von Baranof werden gleichfalls für silurisch gehalten. Sie sind wahrscheinlich die Fortsetzung der palaeozoischen Spuren der Glacier-Bai (58° 40′). Intrusiv-Gesteine treten in vielen langen Streifen auf die Inseln über, so namentlich auf Tschitschagof, und auch im Süden.

Auf dieser gefalteten Serie, die sehr regelmässig SO. streicht, liegt discordant, doch auch eingefaltet, Neocom mit Aucellen. Ein solcher eingefalteter Streifen erscheint NW. von Juneau und ist bis in den Süden der Admiralitäts-Insel bekannt.

Trotz aller Verschiedenheiten des Relief's weist die grosse Stetigkeit des Streichens dahin, dass alles Gebirge vom Unterlaufe des Kupfer-Flusses über Elias und bis über 55° als ein einheitliches Element anzusehen ist.

Die Ueberschiebung gegen SW., welche Elias auszeichnet, beherrscht auch den Batholithen wenigstens in seiner nördlichen Hälfte. Dies erklärt auch, dass er stellenweise ein gneissartiges Gefüge annimmt. Aber das Cenoman liegt hier horizontal und der gefaltete, erdölführende, tertiäre Aussenrand von Elias ist aus dem Archipel noch nicht bekannt. Dies könnte anzeigen, dass die wahre Fortsetzung von Elias im Meere zu suchen sei.

Im Graben von Wrangell zeigte sich eine bestimmte, mit Nikolai-Grünstein und Ober-Carbon beginnende Serie, mit einer mesozoischen Folge, mit Discordanz an der Basis des Neocom, mit ihr Vulcane und Granodiorit. Dies hatten wir als die Gesteinsfolge des Zwischengebirges angesehen. Ueber das Skolai-Gebirge hat sie sich in den Alexander-Archipel fortgesetzt, aber ihr westlicher Begleiter, das Elias-Gebirge, geht verloren und sie erlangt sehr grosse Breite, während die Rocky Mountains

viel weiter gegen Süd fortsetzen und in entgegengesetzter Richtung, gegen O., gefaltet sind.

Während auf diese Weise im Westen die letzten Spuren asiatischen Einflusses verloren gehen, stellt sich nun von den Qu. Charlotte-Inseln an jene schräge, kulissenartige Anordnung der Ketten ein, die bis weit gegen Süden für den Umriss der americanischen Westküste maassgebend wird.

### 4. Fortsetzung des Zwischengebirges.

Das Vancouver-Gebirge. Dawson's Beobachtungen lassen hier drei Gebiete unterscheiden, die sich gegen Süden folgen. Das erste ist Graham-Eiland im Qu. Charlotte-Archipel; das zweite eine vom Skidegate-Einlass ausgehende, sehr lange Zone der Kreideformation; das dritte der ganze Süden des Archipels sammt Vancouver, einen eigenen Gebirgszug, das Vancouver-Gebirge, bildend.

Einige Klippen von Trachytporphyr, begleitet von einem cretacischen Saume mit Inoceramus, setzen die NW.-Spitze von Graham-Eil. zusammen. Dann folgt breites, tertiäres und noch jüngeres Flachland mit einigen höheren Gipfeln von tertiärem Eruptiv-Gestein. An der Nordküste sieht man, wie an so vielen Punkten der nordpacifischen Küsten, marines Tertiär ruhend auf lignitführenden Schichten.

Dieses Flachland ist im Süden begrenzt durch einen cretacischen Streifen, der schräge über die Inselgruppe gegen SO. streicht, den grössten Theil des Skidegate-Einlasses umfasst und mit seinem S.-Rande nahe 53° die Ostküste erreicht. Er ist der Beginn einer langen Reihe cretacischer Schollen, die, bald eng eingefaltet, bald grabenförmig versenkt, fast stets mit Str. SO., an der Ostküste von Vancouver in Qu. Charlotte-Sund, dem Golf von Georgia, in der Fuca-Strasse und noch weiter gegen SO., im Ganzen durch mehr als sechs Breitegrade bekannt ist. Oefters erscheinen Kohlenflötze.[61]

Im Norden, im Qu. Charlotte-Archipel, beginnt die Schichtfolge mit der Knoxville-Stufe (Neocom); sie ist wie in Alaska durch eine Discordanz von ihrer Unterlage geschieden. Sie erreicht Vancouver; ihre Spuren wurden noch in Seattle (Washington) getroffen. Weiter im Süden transgrediren die jüngeren Stufen der Kreide und zeigen dabei litorale, endlich brackische

Merkmale. Die Flötze von Puget-Sund, wenigstens zum Theile von Laramie-Alter, sind weit jünger als jene der Qu. Charlotte-Inseln. Mit der zunehmenden Transgression erscheinen indische und europäische Arten. Die Knoxville-Stufe mit ihren Aucellen trägt noch nordisches Gepräge. Die folgende Horsetown-Stufe führt in ihren oberen Lagen Schloenb. inflata und Lytoc. Sacya; die auflagernde Nanaimo-Stufe enthält nach Whiteaves und Kossmat Arten der indischen Ariayalur-Gruppe und des Senon von Sachalin.[62] Auf den Qu. Charlotte-Inseln folgt über Schloenb. inflata ein mächtiges Conglomerat, dann Mergel und Sandstein mit Inoceram. labiatus.

So wie aber von Norden her schrittweise die Kreide vortritt, so erreicht offenbar von Süden her marines Eocän den Puget-Sund und tritt hier in das Gebiet der brackischen Ober-Kreide, etwa so, wie in kleinerem Maassstabe die böhmische Kreide von Norden her, dann die Wiener II. Mediterran-Stufe von Süden her in die Fuge von Brünn eintreten.

SW. von der Kreide liegt das Vancouver-Gebirge. Der südliche Theil des Qu. Charlotte-Archipel's ist gebirgig (1500 M.) wie Vancouver. Hier wie dort hat man bis heute, mit Ausnahme von zweifelhaften Spuren von Carbon, nur Trias-Fossilien gefunden. Schiefer mit Lagen von Kalkstein und begleitet von mächtigen Lagen von Diabas oder Diorit bilden das Gebirge. Es ist dieselbe Zusammensetzung der Trias, wie hoch im Norden, an den Quellen der Indigirka. Von der Fuca-Strasse bis in die Breite von Skidegate-Einlass, d. i. von 48° 30′ bis nahe 53° 30′, scheint sich dieses Trias-Gebirge zu erstrecken; gleichmässig N. 35° W., dann im Norden etwas mehr W. streichend. In Skidegate herrscht sogar auf eine längere Strecke N. 67° W., fast als sollte sich so weit im Süden die Beugung von Tschugatsk wiederholen.

Die Inseln im Golf von Georgia, wie Texada u. A., zeigen innige Beziehung zwischen dem Rande des grossen Batholithen und Gesteinen, die, wenn auch mit Zweifel, jenen von Vancouver gleichgestellt werden. Aber auch auf Vancouver selbst fand Dawson im Osten einen breiten intrusiven Saum mit unzähligen eingeschlossenen Trümmern des Nebengesteins und sowohl im Süden als längs der Westküste erscheinen jüngere Intrusionen granitischer Felsarten.[63] Das Innere der grossen Insel ist unbekannt.

So weit eine Schlussfolgerung möglich ist, muss sie dahin

gehen, dass das Vancouver-Gebirge nicht eine Fortsetzung des Alexander-Archipel's, sondern ein W. vom grossen Batholithen liegendes Gebirge, ähnlich dem Zwischengebirge, ist. Mit den Inseln des Alexander-Archipel's hat es nur die discordante Transgression des Neocom gemein.

Interior-Plateau. Dieser im Osten des grossen Batholithen gelegene Landstrich ist nach G. M. Dawson ein gegen NW. sich durch 800 Kilom. erstreckendes Gebiet mit der mittleren Breite von 160 Kilom. und der mittleren Höhe von 3500 Fuss (1066 M.), dabei höher im Süden als im Norden. In seiner Mitte und bis nahe an beide Ränder besteht es aus breiten Tafelstücken, getrennt durch tiefe Auswaschungs-Thäler und gebildet von zwei mächtigen Lagen von Laven und Aschen. Im südlichen Theile, etwa bis über 51° 15', wo die Erforschung am weitesten vorgeschritten ist, unterscheidet Dawson die obere vulcanische Tafel, welche den weiten horizontalen Abschluss der Fernsichten darstellt und über die, weit verstreut, einzelne Höhen, die Spuren der alten Ausbruchstellen sich erheben — unter dieser eine miocäne Süsswasser-Ablagerung —, diese ruhend auf der unteren vulcanischen Tafel und unter der letzteren wird noch eine muthmaasslich oligocäne Süsswasser-Ablagerung sichtbar.[64]

Dieser tertiäre Aufbau ruht flach und ausgleichend auf der gefalteten, NNW. streichenden Schichtfolge des Zwischengebirges. An seiner Westseite, gegen den Batholith, werden, wie bereits gesagt worden ist, Ober-Carbon und Trias, aber auch die discordante Knoxville-Stufe getroffen; an der Ostseite, gegen den Gneiss der Golden Ranges (Rocky Mts.), kennt man bisher nur Trias; die Listen lassen die Frage offen, ob auch Lias vorhanden sei. Sehr mächtige Massen von vulcanischem Gestein, zumeist Diabas, begleiten Ober-Carbon und Trias.

Auch in diesem Tafellande sind grosse Strecken unerforscht und namentlich die Ostgrenze des Batholithen dürfte noch manches Unerwartete bringen. Im Telkwa-Thale (55°) traf Leach im Osten des Batholithen sehr mächtige vulcanische Massen (cretacisch?) überlagert von flötzführenden Schichten, diese selbst von Gängen durchsetzt, und die Gesammtheit heftig gefaltet, im Gegensatze zum Tafellande.[65]

Querprofil in 49° n. Br. Diese Linie, die Grenze der Vereinigten Staaten und Canada's, ist von den Geologen beider

Staaten zum Gegenstande einer besonderen Erforschung gemacht worden, um den Grad der Uebereinstimmung von Nord und Süd festzustellen. Obwohl nun die tektonische Einheit der Hauptglieder ausser Zweifel steht, hat sich doch deutlich herausgestellt, dass die orographische Gliederung oft mit der tektonischen nicht übereinstimmt.

In Washington und Oregon tritt der Ausdruck „Coast Range" für das jung-vulcanische Cascaden-Gebirge in Gebrauch; es ist von dem Küsten-Gebirge Columbien's eben so verschieden wie von jenem Californien's. Sucht man nun die Anwendung des Namens „Cascaden-Gebirge" auf, so ergibt sich, dass er gegen Norden in Verfolgung des orographischen Höhenzuges auf Gebirge verschiedener Art ausgedehnt worden ist. Das Hozomeen-Gebirge, in 121° 4′ in das Thal des Skagit abfallend, wird im Norden als der Hauptzug der Cascaden, und das Okanagan-Gebirge, O. davon, als ein Nebenzug angesehen. Das erstere ist ein steil gestellter, NS. streichender Zug mesozoischer Schichten; das zweite besteht aus mannigfaltigem Intrusiv-Gestein.[66]

Diesem folgt gegen Ost ein Gebiet, das man als das Interior-Plateau bezeichnet; es ist die natürliche Fortsetzung des oben unter diesem Namen besprochenen Hochlandes, aber Daly, der beste Kenner dieser Gebirge, hebt hervor, dass keinerlei Plateau hier vorhanden und die Bezeichnung daher unrichtig ist.

Die wichtigste tektonische Grenze aber, jene gegen die Rocky Mts., tritt am wenigsten hervor. —

In tektonischer Beziehung lassen sich nur zwei Hauptgruppen unterscheiden, nämlich das Zwischengebirge, gekennzeichnet durch die Schichtfolge vom Ober-Carbon aufwärts, durch Granodiorite und Vulcane, — dann die Rocky Mountains mit Gneiss und einer mächtigen altpalaeozoischen Serie. Aus Daly's orographischer Gliederung[67] sind dem Zwischengebirge zuzurechnen: Vancouver, Coast Rge, Cascade Rge, Interior-Plateau und ein Theil des Columbia-System, — den Rocky Mountains der andere Theil von Columbia-Syst., Selkirk, Coeur d'Alène, Purcell Rge und Rocky Mts. (im engeren Sinne).

Daly's Berichte[68] nennen dort, wo S. vom Buge des Fraser die sog. Coast Range den 49.° überschreitet, mächtigen gefalteten Crinoiden-Kalk und hochveränderte Gesteine als seine Unterlage. Von hier bis an den Similkameen und das Hozomeen-Gebirge erwähnen Daly und ebenso Camsell[69] veränderte Felsarten, die

zuweilen ein sehr altes Aussehen erlangen, dann die Granodiorite und ihre Begleiter, Schollen von Unterkreide, junge Laven und tertiäre Schichten. Das Hozomeen-Gebirge, welches wir bereits als einen NS. streichenden, steilgestellten mesozoischen Zug erwähnt haben, hat seinen höchsten Gipfel (9000′) knapp über der Stelle, an welcher der Skagit die Grenze überschreitet.

Am Fl. Pasayten (r. Zufl. d. Similkameen) wird unter einer discordanten Decke von Unter-Kreide eine mannigfaltige Gruppe von Intrusiv-Gesteinen sichtbar. Sie begleitet von hier gegen Ost den 49. Breitegrad bis zum See Ossoyous (119° 30′ w. L.), d. i. durch 90 bis 100 Kilom. Sie gehört dem Okanagan-Gebirge an. Daly hat sie zum Gegenstande einer lehrreichen Schrift gemacht. Sieben Intrusionen, von Carbon? bis in einen späten Abschnitt der Tertiärzeit einander folgend, haben hier einen zusammengesetzten (composite) Batholithen gebildet, in ihrer Reihenfolge abnehmend an Gewicht und zunehmend an Kieselsäure (Gabbro 2·959 und Dunit 3·173 bis Granit 2·608). Das Eindringen vollzog sich durch Aufzehren des Nachbargesteines.[70]

Hier ist ein genaueres Bild gegeben von einer der grösseren Massen, die heute den Sammelnamen Granodiorit tragen. Brock's Beobachtungen in den östlich folgenden Minengebieten am Kettle-Fl. und wohl auch jene bei Rossland lehren, dass bis zum Columbia ähnliche Intrusionen sich wiederholen.[71] Hier treten zugleich in immer grösserer Ausdehnung Felsarten zu Tage, die man für archaisch halten möchte. Auch schon weiter im Westen fehlen sie nicht, aber die Beobachter pflegen den Zweifel auszudrücken, ob sie nicht im Contact veränderte Sedimente seien. Etwa vom Christina-See (118° 15′) stellen sich anscheinend ältere Granite im Zusammenhange ein und sie geben gegen Nord, soweit die Sachlage bekannt ist, Raum einer weiten Erstreckung von Gneiss, Biotitschiefer u. A. Das Gebirge ist hoch (Mt. Gladsheim im Walhalla-Geb. 49° 46′, 117° 36′, 2826 M.); es ist die Gold Range, die hier als ein Theil der Rocky Mts. angesehen wird. Kein auffallender Bruch trennt sie vom Zwischengebirge. Von den Intrusionen wurde bereits gesagt, dass sie nicht fehlen, aber auch andesitische Massen stellen sich ein, und an einigen Stellen, wie im Quellgebiete des North-Fork des Kettle-Fl. (49° 36′, 118° 20′) ruhen sie auf Sandstein und Flussgeschieben von wahrscheinlich tertiärem Alter. Sie können hier, auf der Gold Range

liegend, als Ausläufer des Interior-Plateau gelten. Whiteaves hat gezeigt, dass die Reste der Fischgattung Amyzon, von Cope aus Nevada und Colorado beschrieben, auch bis über 52° (Horse-fly) vorkommen und ein ausgedehntes oligocänes Süsswasser-gebiet verrathen.[72]

Zwischen 117° 30′ und 117° 15′ trifft man im 49. Breitegrade auf jene mächtigen vorcambrischen und cambrischen Sedimente, welche in diesen Breiten den grössten Theil der Rocky Mountains bilden. Die Berge sind hier zumeist über 2000 M. hoch, dabei von scharfem, zackigem Umrisse; dieses ist die Selkirk Range.[73]

Daly erreichte zuerst eine Zone von grobem Conglomerat, Arkose, vulcanischen Breccien und Ergüssen, Quarzit, Sandstein und Schiefer, mit wenig Einschaltungen von krystallinischem Kalk-stein. Diese Zone bildet Quarzite Range und ist ganz nach West überstürzt mit Str. NS., Fall. 70° bis 85° O. Blätter und Wechselflächen durchsetzen die mächtigen Schichten. Sie liegen in Discordanz am Priest River (116° 56′) auf krystallinischem Schiefer mit mächtigen amphibolitischen Einschaltungen und mit einem granitischen Batholith. Diese ältere Zone reicht bis in die Nähe des Kootenay-Flusses. Sie ist gegen Ost durch einen Bruch abgeschnitten, an welchem ein anderer, mächtiger, grauer, dick-bankiger Quarzit abgesunken ist.

Mit diesem Quarzit beginnt die Schichtfolge des in 51° und 51° 30′ beschriebenen Profiles, welches nach einer muthmaasslich gegen W. überfalteten Synclinale in die grossen Ueberfaltungen gegen Ost ausgeht, die den ganzen Osten der Rocky Mts. be-herrschen.

Der Bruch von Kootenay veranlasst Daly zu der Frage, ob der langgestreckte Kootenay-See ein Graben oder eine Aus-waschung sei. Seine Tiefe (533 M.) macht das Erstere wahr-scheinlich. Manche andere der langen, schmalen, mehr oder minder streichenden und zumeist meridionalen See'n zeigen ähnliche Tiefen (Locan 536 M., Lower Arrow 420 M. u. A.).

Das Cascaden-Gebirge (I, 752). Ein Theil dessen, was hier im Norden mit diesem Namen bezeichnet wurde, wie Oka-nagan, ist der entblösste Unterbau einer bedeutenden Kette junger Vulcane, welche im Süden den gleichen Namen tragen.

Die Olympischen Berge im Westen mit Cap Flattery sind nur wenig bekannt. Forstliche Berichte über dieses dicht

bewaldete Gebiet geben dem central gelegenen Mt. Olympus 2484 M. Granit wurde nur in Blöcken getroffen und weder Schiefer noch Porphyr. Da aber auf Gold und Kupfer geschürft worden ist, darf man ältere Gesteine voraussetzen, als die Untersuchung der Küsten durch Arnold ergab. Von diesen werden nur Jura?, ein mächtiger cretacischer Sandstein und Tertiär angeführt.[74]

Wir kehren zu der Stelle zurück, an welcher, dem W. Absturze des Hozomeen-Gebirges folgend, der Skagit-Fl. den 49.° kreuzt. W. vom Flusse liegt das Skagit-Gebirge. Es breitet sich S. von 49° aus und wird dann vom Skagit quer durchschnitten. Im Westen endet es nahe 122° plötzlich gegen das Flachland. Es ist mannigfaltig an Gestalt und Beschaffenheit. Granit, Andesit, Jura (Stephanoceras, Aucella) sind bekannt. Im Norden trifft man Str. N. 30° W., hierauf N. von Mt. Shuksan N. 40° W., dann im Süden NS. Dort, wo der Columbia-Fluss nahe 120° sich zum zweiten Male gegen Süden wendet und zugleich die Grenze der südlichen Ausläufer des Skagit-Gebirges gegen die Lava-Fluthen anzeigt, haben B. Willis und Otis Smith sehr junge, auch die jungen basaltischen Decken ergreifende Faltungen getroffen, welche von einzelnen Flüssen, wie vom Yakima, quer durchschnitten werden.

Nahe im Westen, einem Gebirge aufgesetzt, das auch noch zum Skagit-Gebirge gehört, beginnen die grossen Vulcane der Cascaden. Sie erstrecken sich durch neun Breitegrade, von Mt. Baker im Norden bis Lassen Peak in Californien. Die Hauptrichtung ist NS., im Süden SSO. Eingeschaltete Sedimente lassen Ergüsse von eocänem Alter vermuthen; in miocäner Zeit hat lebhafte Thätigkeit geherrscht; einzelne Krater rauchen heute.[75]

Viele der nördlichen Vulcane sitzen auf Granit. Der eben genannte Mt. Baker (3299 M.), N. vom Skagit-Flusse, ist ein andesitischer Vulcan, aufgesetzt auf lichten Granit. SO. von diesem liegt Glacier-Peak (3172 M.), der Rest eines andesitischen Vulcan's, gleichfalls auf Granit. Mt. Stuart (2886 M.) ist kein Vulcan, sondern Granit. Weiter im Süden besteht der Kegel des Mt. Rainier (4327 M.) nach Russell und O. Smith bis 8000 Fuss (2438 M.) aus weissem Granit.[76]

Man kann mit Sicherheit annehmen, dass nicht all' dieser Granit von hohem Alter ist. Von dem grossen Batholithen, dem

Mt. Stuart angehört und der das schroffe Wenache-Gebirge bildet, lässt sich allerdings nur sagen, dass er älter als Eocän ist, aber W. davon und wenig N. von der Kreuzung der Cascaden durch die nach Seattle führende Eisenbahn, am Snoqualmie-Passe, trafen Otis Smith und W. Mendenhall einen grossen Batholith von miocänem Alter. Schiefer mit Blättern von Acer, Platanus und Cinnamomum werden am Contact dem Hornfels ähnlich. Epidot und Granat, auch Turmalin erscheinen am Contact. Das Intrusiv-Gestein gleicht einem Granit, aber Diorit tritt gleichfalls auf und lässt sich nicht abtrennen. Sehr quarzreiche, granitische Gänge dringen in das Nebengestein, einer davon in eine auflagernde andesitische Lava.[77]

Im Angesichte dieser Erfahrungen schwindet die Abgrenzung zwischen den granitischen oder granodioritischen Batholithen und den andesitischen Vulcanen. Der grosse columbische Batholith wird zu einer Narbe, die vielleicht einst ähnliche Vulcankegel trug.

Gegen Süden verschwinden die Fortsetzungen des Skagit-Gebirges, dann auch die Granite. Südlich vom Columbia ist die hohe und geschlossene Kette von Laven und Aufschüttungen durch ganz Oregon von keinem Querthale unterbrochen. Nahe 43° n. Br. trägt sie den 9·9 Kilom. langen und 6·8 Kilom. breiten Crater Lake (1901 M.), entstanden durch den Zusammenbruch des V. Mazama, dessen Ruinen noch heute 600 M. über den See aufragen.[78]

Weit aus dem Osten, vom Yellowstone her, zieht bekanntlich eines der ausgedehntesten Effusiv-Gebiete der Erde quer über das Gebirgsland. Anfangs folgt es dem Snake, bald breitet es sich aus, umfasst im Norden die Lavafelder des Columbia, bedeckt im Süden den grössten Theil von Oregon und bedeutende Strecken in Idaho, und greift im Süden in das ausgedehnte abflusslose Gebiet der Basin Ranges (I, 741).

Russell's Schilderungen der Lavafelder von Oregon sind nach verschiedenen Richtungen lehrreich. Stein Mountains (42° bis 43° n. Br., 118 bis 119° w. L.; 9000 Fuss) in SO. Oregon an der Ostgrenze des abflusslosen Gebietes, sind ein schräge liegender Block, der 160 Kilom. lang, gegen NNO. ausgestreckt, an seiner Ostseite in steilem, 5000 Fuss hohem Abbruche zahlreiche Lava-Ergüsse entblösst, getrennt durch 17 Zwischenlagen von Sandstein.

Die vulcanischen Ausbruchstellen sind in einzelnen Strecken so zahlreich, dass man bis zu fünfzig von derselben Stelle aus zu überschauen vermag.[79]

Idaho. Aus den Laven treten in NO. Oregon mit unregelmässigem Umrisse die Blue Mountains hervor. Sie sind nach Lindgren's Beschreibungen nicht eine Kette im Knie des Snake, wie sie auf einzelnen Karten dargestellt werden, sondern ein Teil der Berge von West-Idaho, von diesen durch den langen Cañon des Snake abgeschieden, aber nicht tektonisch getrennt. Sie bestehen aus mehreren Zügen, welche orographisch durch Laven verbunden sind. Die bedeutendsten sind die Elkhorn- und Greenhorn-Berge, W. von Baker City; weiter gegen NO. liegen die Eagle-Creek-Berge. Die letzteren sind von rundem Umrisse, 9000 Fuss hoch, dabei bis 4000 oder 5000 Fuss von den Laven umkleidet. Aehnlich sind auch die Höhen der Elkhorn- und Greenhorn-Berge. Kleinere Kuppen ragen wie Inseln aus den Laven empor.[80]

Innerhalb dieser gefalteten Gebirge sind durch Versteinerungen zweifelhaftes Ober-Carbon, marine Trias, im Westen auch eine Spur von Lias[81] und am John-Day-Flusse Kreide bekannt. An einer Stelle der Elkhorn-Berge meint Lindgren archaischen Gneiss zu erkennen. Der finstere Cañon des Snake ist 5000 Fuss tief. Die obere Hälfte der Schlucht besteht aus Basalt und die untere aus dunklem Halobien-Schiefer, der wie gewöhnlich von basischen Einschaltungen begleitet ist. An der Westseite des Flusses gibt es Stellen, an denen die Uferlinie der Lava-Fluthen 7000 Fuss (2133 M.) erreicht. Die Höhe des Flusses oberhalb des Cañon, bei Weiser, ist 646 M.

Das merkwürdigste Ergebniss von Lindgren's Forschungen ist, dass in W. Idaho das Gebirge durchschnitten ist von einem nach N. ziehenden, posttriadischen, stellenweise über 150 Kilom. breiten intrusiven Batholithen von Granodiorit, der die Merkmale des columbischen Batholithen wiederholt.[82]

Im Süden taucht dieser Batholith zuerst im South Mountain (8000 Fuss, nahe 42° 45′) hervor. Er setzt gegen N. über Silver City in den Owyhee-Bergen fort und sein W.-Rand wird vom Snake in der Nähe von Boise (W. von 116°) gekreuzt. Der O.-Rand liegt weit davon und seine Vorlagen reichen bis über Hailey (W. von 114°) hinaus. Weiter im Norden bildet sein

östlicher Theil den ganzen Zug der Bitterroot-Berge bis zum Lolo-Passe (46° 35'), wo er mit den alten Sedimenten der zu den Rocky Mountains gezählten Coeur d'Alène-Berge zusammentrifft. Er ist daher durch fast vier Breitegrade bekannt. Gegen W. verschwindet sein nördlicher Theil unter den Laven des Clearwater.

Wo immer seine Grenzen sichtbar sind, erweist sich dieser Granodiorit als intrusiv. Bei Hailey wurden nahe dem Contacte Carbon-Fossilien gefunden. Der Cañon des Salmon Riv. durchschneidet seine Breite. Er umschliesst mehrere grosse Schollen von Gneiss.

An der Ostseite der Bitterroot-Berge, zugleich dem Ostrande des mesozoischen Granodiorites, beschreibt Lindgren eine NS. streichende Verwerfung, über 90 Kilom. lang, von sehr grossem verticalem Ausmaasse, doch auf ziemlich flacher Ebene. Der Granodiorit dacht auf der ganzen Strecke gleichmässig unter 15° bis 26° gegen Osten, im Süden gegen SO. ab und ist auf dieser Abdachung durch scheerende Bewegung in Gneiss verwandelt. Dieser junge Gneiss unterscheidet sich vom alten Gneiss durch seine Beschaffenheit und den Mangel an Faltung. Lindgren meint, entweder das ganze östliche Hochgebirge sei unter dieser geringen Neigung zur Tiefe gegangen oder der westliche (liegende) Flügel habe sich gehoben. Aus Vorkommnissen in einem nahen Bergwerke wird sogar vermuthet, dass die Bewegung noch andauert. Einige kleine Aufbrüche von Rhyolith begleiten die Störungslinie.

Die Aehnlichkeit der Gebirgsgruppe von NO. Oregon und W. Idaho (Blue Mountains bis Bitterroot) mit den bisher erwähnten Theilen des Zwischengebirges ist daher sehr gross. Zugleich ist es auch die Gesteinsfolge des Basin Ranges, in deren nördlichen Theil wir bereits eingetreten sind. Zwischen den vom See Chelan bis zum Yakima (O. von Mt. Stuart und Mt. Rainier) versinkenden Fortsetzungen des canadischen Antheiles des Zwischengebirges im Westen, dann dem Versinken der Blue Mountains im Osten und dem Versinken des Granodiorit-Zuges von Idaho im nördlichen Theile der Basin Ranges bis zu dem Versinken der bald zu besprechenden californischen Berge, ist eine weite Tiefe, eine Unterbrechung des Zwischengebirges vorauszusetzen, welche jetzt von Laven verhüllt ist.

# Anmerkungen zu Abschnitt XX: Das Ende der Inselkränze.

1 G. M. Dawson, Phys. Geogr. and Geol. of Canada; reprint. from Handb. of Canada, iss. by the Brit. Assoc.; 8°, Toronto, 1897, 48 pp., insbes. p. 38.

2 C. D. Walcott, Precambrian Igneous Rocks of the Unkar Terrane, Grand Canyon, with Notes on the petrogr. character of the Lava's by J. P. Iddings; Rep. U. S. Geol. Surv., 1890, XIV, p. 497—524, Karten; auch: Davis, Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard Coll., 1901, V.

3 Rob. Hill, Volc. Area's of E. New Mexico; Bull. Geol. Soc. Am., 1892, III, p. 98, u. an and. O.; für die Unterlage des Basaltes: Sangre de Cristo P. H. van Diest, Plication of the Coal Measures in SE. Colorado and NE. New Mexico; Proc. Colorado Scient. Soc., 1888—90, III, p. 185—190; für den Süden: W. T. Lee, Water Res. of the Rio Grande Valley in N. Mex.; U. S. Geol. Surv. Water Suppl. and Irrig. Pap., 1907, No. 188, 59 pp., Karte; ferner: C. R. Keyes, Geol. and Undergr. Water Condit. of the Tornada del Muerto, N. Mex.; ebendas. 1905, No. 123, 42 pp., Karte.

4 S. F. Emmons, Geol. and Mining Industry of Leadville, Col.; U. S. Geol. Surv. Monogr. XII, Atlas, 1886, und dess. Ten Mile District, Col., Special-Folio; U. S. Geol. Atlas, 1898. Ein weiteres schönes Beispiel gibt Manitou-Embayment; W. O. Crosby, Archaean-Cambrian Contact near Manitou, Col.; Bull. Geol. Soc. Am., 1899, X, p. 141—164, Karten.

5 Emmons, Cross and Eldridge, Geol. of Denver Basin, Col.; U. S. Geol. Surv. Monogr. XXVII, 1896, p. 80, pl. IX.

6 G. H. Eldridge, Geol. Reconnoissance in NW. Wyoming; Bull. U. S. Geol. Surv. No. 119, 1894, 72 pp., Karte, insbes. p. 16 u. 37; N. H. Darton, Geol. of the Bighorn Mountains; U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. No. 51, 1906, 129 pp., Karte. Insbes. Sheep Mt. Anticline and N. und S. Fork der Powder River Syncl., Dry Fork Anticl. u. A. Ebenso für die Auflösung der Kulissen: Cass. A. Fisher, Geol. and Water Resources of the Bighorn Basin; ebendas. No. 53, 1906, 72 pp., Karte.

7 Am. Hague, Iddings and Weed, Geol. of the Yellowstone Nat. Park, Part. II; U. S. Geol. Surv. Monogr. No. XXXII, 1899, p. 149 u. folg.; Gel. Atlas Fol. No. 30.

8 Hague, Absaroka, Folio No. 52, 1899, und Livingston, Folio No. 1, 1894.

9 C. D. Walcott, Precambr. fossilifer. Formations; Bull. Geol. Soc. Am., 1899, X, p. 199—244.

10 A. C. Peale, Paleoz. Section in the vicinity of Three Forks, Mont.; Bull. U. S. Geol. Surv. No. 110, 1893, 56 pp., Karte, und dess. Three Forks, Folio No. 24, 1896.

11 W. H. Weed and L. V. Pirsson, Geol. of the Castle Mt. Mining District, Mont.; Bull. U. S. Geol. Surv. No. 139, 1896, 164 pp., Karten.

12 Weed, Geol. of the Little Belt Mts., Mont.; U. S. Geol. Surv. Ann. Rep., XX, 3, 1900, p. 271—581, Karten; Weed and Pirsson, Little Belt Mts., Folio No. 56, 1899.

13 Weed and Pirsson, Highwood Mts., Mont.; Bull. Geol. Soc. Am., 1895, VI, p. 389—422; J. E. Wolff, Geol. of the Crazy Mts., Mont., ebendas. 1892, III, p. 445—452, Karte; Weed and Pirsson, Geol. and Min. Res. of the Judith Mts., Mont.; U. S. Geol. Surv. Ann. Rep., XVIII, 3, 1898, p. 437—621, Karten.

14 S. F. Emmons and G. W. Tower, Butte special Folio, No. 38, 1897.

15 Bailey Willis, Stratigr. and Structure, Lewis and Livingston Ranges, Mont.; Bull. Geol. Soc. Am., 1902, XIII, p. 305—352, Karte; für die südlich zwischenliegende Strecke: Rob. H. Chapman, Struct. of the Rocky Mts. in the Lewis and Clarke Timber Reserve, Mont.; Trans. Am. Inst. Mining Eng., 1899, 4 pp., Karte. Für die Gegend westlich von 116° B. Willis in Bull. U. S. Geol. Surv. No. 40, 1887, pl. I.

16 W. Lindgren, A geol. Reconn. across the Bitterroot Range and Clearwater Mts.; U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. No. 27, 1904, 123 pp., Karten, insbes. p. 16 u. 81; Walcott, Algonk. Format. of NW. Montana; Bull. Geol. Soc. Am., 1906, XVII, p. 1—28, Karte.

17 Mc Evoy, Summary Rep. in Geol. Surv. Can.; Ann. Rep. (new ser.), XII, 1902, p. 87 A.

18 Reg. A. Daly, Nomenclat. of the N. Americ. Cordillera betw. 47. and 53. Parall. of Latit.; Geogr. Journ., 1906, p. 586—606, Karte auf p. 588. Die einzigen etwa vergleichbaren Vorkommnisse wären die skandinavischen Linien (III*a*, 491).

19 Hier möge die Karte von Leach in Ann. Rep. Geol. Surv. Can., (1902—03) 1906, XV, und die Profile von Dowling, ebendas. AA p. 86 u. folg., dann: D. D. Cairnes, Moose Mt. Distr.; ebendas. 1907, 55 pp., Karten, genannt sein. Alle cretacischen Flötze sind gefaltet.

20 G. M. Dawson, Geol. Structure of the Selkirk Rg.; Bull. Geol. Soc. Am., 1891, II, p. 165—176; R. G. Mc Connell, Geol. Structure of a Portion of the Rocky Mts., accomp. by a section measured near the 51°; Geol. Surv. Can. Ann. Rep., 1887, part D, 41 pp. Dieselbe archaische Masse beschreibt A. Bowman in 52° 50′, ebendas. part C, 49 pp., Karte.

21 James Mc Evoy, Geol. and Nat. Resources of the Country trav. by the Yellow Head Pass; ebendas. 1901, new ser., XI, part D, 41 pp., Karte.

22 Mc Connell, Rep. on an Explor. of the Rivers Finlay and Omenica; ebendas. 894, new ser., VII, part C, 45 pp., Karte.

23 Ders. Explor. of the Basin of the Yukon and Mackenzie; ebendas. 1890, new ser., IV, part D, Karten.

24 J. F. Whiteaves, Contrib. to Canad. Palaeontol., 1891, I, p. 197—253, part 3, The Foss. of the devon. Rocks of the Mackenzie River Basin; insbes. p. 249.

25 J. Macintosh Bell, Rep. on the Topogr. and Geol. of Great Bear Lake; Geol. Surv. Can. Ann. Rep., new ser., XII, 1902, part C, p. 25.

26 Das Delta beschreibt E. de Sainville, Bull. soc. géogr. Paris, 1898, p. 291, Karte; die ausführlichsten geologischen Nachrichten sind noch immer jene von Kennicott (II, 52, 293 u. 168, Note 10); Rev. Kirby scheint schon sehr früh Devon am Porcupine gesammelt zu haben.

27 C. Camsell, Peel Riv. and Tributaries; Ann. Rep. Geol. Surv. Can., 1906, XVI, CC, 49 pp. Ich bin den Herren Camsell und Daly dankbar dafür, dass mir dieser wichtige Bericht vor dem Erscheinen des Bandes zugänglich wurde. Den Nordwesten Canada's erläutert die Map of the Yukon Territ. No. 917 (compiled by J. Keele) im Summary Report (1905) 1906.

28 Kindle, Am. Journ. Sc., 1908, 4. ser., XXV, p. 125; Niagara-Stufe.

29 G. M. Dawson, Rep. on an Explor. in the Yukon District, N. W. T.; Ann. Rep. Geol. Surv. Can., 1888, III; von diesem wichtigen Berichte wurde im J. 1898 eine neue Auflage veranstaltet, der auch ein Theil des Berichtes von Mc Connell beigefügt ist; 244 pp., Karten.

30 Mc Connell, Yukon, Prelim. Report; ebendas. 1902, new ser., XII, A, p. 16—52, Karte.

31 J. E. Spurr, Geol. of the Yukon Gold Distr., Al.; U. S. Geol. Surv., 1898, XIII, 3, 392 pp., Karten.

32 Mc Connell, Klondike Gold Fields; Ann. Rep. Geol. Surv. Can., (1901) 1905, XIV, B, 71 pp., Karten; p. 19 Beschreibung der Sericitschiefer von Barlow; für Mac Millan und Peele: ders. ebendas. (1902—03) 1906, XV, A, p. 22 u. folg., Karte.

33 A. Porter, Zeitschr. Ges. Erdk., 1907, S. 628 (aus Science).

34 C. Will. Hayes, An Exped. through the Yukon District; Nat. Geogr. Mag., 1892, IV, p. 117—152, Karten; Brooks, Ann. Rep. XXI, 2, p. 365.

35 Die Hauptquellen sind für den Westen: W. C. Mendenhall, Geol. of the Centr. Copper Riv. Region, Al.; U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. No. 41, 1905, 133 pp., Karten (auch ders. u. Schrader, ebendas. No. 15); für den Osten und das Skolai-Gebirge: A. H. Brooks, A Reconn. from Pyramid Harbour to Eagle City, Al.; U. S. Geol. Surv. Ann. Rep., XXI, 2, 1900, p. 331—391, Karten, und Osc. Rohn, A Reconn. of the Chetina Riv. and the Skolai Mts.; ebendas. p. 339—340, Karten; ferner für das ganze Gebiet: Schrader and Spencer, Geol. and Min. Res. of the Copper River Distr.; Gr. $8^0$, U. S. Geol. Surv., 1901, 94 pp., Karten, und Brooks, Geol. and Geogr., an vielen Stellen.

36 Mendenhall, Prof. Pap. No. 41, p. 82—88; im Thatsächlichen kaum abweichend Brooks, Geol. and Geogr., p. 256.

37 Schuchert in Schrader and Spencer, Copp. Riv. Distr., p. 44, und in Ann. Rep. XXI, 2, p. 359.

38 Schuchert in Mendenhall, Prof. Pap. No. 41, p. 42 u. folg. Man fand insbesondere Spiriferen aus der Gruppe des Sp. striatus, arcticus und supramosquensis und Productus ähnlich semireticulatus, cora, Humboldti u. A., dann Goniocladia, Orthotichia u. A.; die bezeichnendsten Gattungen, wie Enteletes, und alle Cephalopoden fehlen.

39 In Californien ist es gelungen, die Aucellenführenden Schichten in zwei Horizonte zu trennen, wie in Russland. Die jurassischen heissen die Mariposa-, die neocomen die Knoxville-Stufe; dort erscheint wie in diesem Theile Alaska's eine Discordanz an der Basis der Knoxville-Stufe; Perr. Smith, Age of the aurif. States of the Sierra Nevada; Bull. Am. Geol. Soc., 1894, V, p. 243—258; A. Hyatt, Trias and Jura in the W. States; ebendas. p. 395—434; J. S. Diller and T. W. Stanton, The Shasta-Chico Series; ebendas. p. 435—464. In Alaska ist diese Trennung noch nicht an allen Stellen durchgeführt.

40 Brooks, Geogr. and Geol., p. 250.

41 Brooks, Ann. Rep., XXI, 2, p. 361, Karte.

42 C. W. Wright, The Porcupine Placer Distr., Al.; U. S. Geol. Surv., Bull. No. 236, 1904, 35 pp., Karten.

43 George M. Dawson, Explor. in the Yukon Distr. and adjac. N. Portion of Brit. Columbia, 1887, with Extracts rel. to the Yukon Distr. from Rep. on an Explor. in the Yukon and Mackenzie Basins, 1887—88, by R. G. Mc Connell; Neue Aufl., Geol. Surv. of Canada, 1898, 244 pp., Karten, p. 28. Die von der Geol. Survey of Canada im J. 1901 herausgegebene Uebersichtskarte der Westhälfte des Landes verzeichnet den ganzen Granitzug sammt den nördlichen Theilen bis an die Landesgrenze in $141^0$.

44 Dawson, Geol. Examination of the N. Part of Vancouver Isl.; Ann. Rep. Geol. Surv. Canada, 1887, new ser., II, B, 129 pp., Karte, insbes. p. 11. Dankbar habe ich hier zu erwähnen, dass der seither leider verstorbene Herr G. M. Dawson mich in wiederholten ausführlichen Briefen über den Granitzug und namentlich über seine Fortsetzung gegen NW. unterrichtet hat.

45 F. E. Wright, Unuk River Mining Reg.; Summ. Rep. Geol. Surv. Can. (1905) 1906, p. 46—53.

46 Brooks, Geogr. and Geol., p. 204, 250.

47 U. S. Geol. Surv. Ann. Rep., 1898, XIX, 6 contin., p. 110; G. C. Martin, Petrol. Fields of the Pacif. Coast of Al.; U. S. Geol. Surv. Bull. No. 250, 1905, p. 1—36, Karten. An der äussersten Südspitze von Kayak Ins. ragt unvermuthet aus dem Meere ein Trachyt.-Fels.

48 Maps and Descript. of Routes of Explor. in Alaska; U. S. Geol. Surv., 1899, $8^0$; G. H. Eldridge, The Coast from Lynn Canal to Pr. William Sound, p. 104. Die kleine, 88 Kilom. vom Lande, ausserhalb des Kupferflusses liegende Insel Middleton ist eine wahrscheinlich vom Lande herausgeschobene Anhäufung von Blocklehm; Dawson, Bull. Am. Geol. Soc., 1893, IV, p. 427—431.

49 Isr. C. Russell, Exped. to M. St. Elias, Al.; Nation. Geogr. Magaz., Washingt., 1891, III, p. 53—204, Karten, insbes. p. 167 u. folg.; ders. Second Exped. to M. St. Elias in 1891; U. S. Geol. Surv. Ann. Rep., 1892, XIII, 2, p. 1—91. Karten.

50 Filippo de Filippi, Spedizione di S. Alt. R. il Princ. Luigi Amedeo di Savoja, Duca d. Abruzzi, al M. S. Elia (Al.) 1897, Gr. 8°, Milano, 1900, 284 pp., Karten, insbes. App. E; Vitt. Novarese, Roccie e Miner. dell' Alaska mer.; ebendas. p. 261—268.

51 Williams, Some erupt. rocks from Alaska; Nat. Geogr. Magaz., 1892, IV, p. 68. Das Stück wird dem Forellenstein von Neurode (Schlesien) verglichen.

52 H. F. Reid, Glacier Bay and its Glaciers; U. S. Geol. Surv. Ann. Rep., XVI, 1895, p. 415—461, Karten, insbes. p. 433; auch Williams, am ang. O.; Reid, Muir Glacier; Nat. Geogr. Mag., 1892, IV, p. 19—55, Karten; H. P. Cushing, Geol. of the Vicinity of Muir Glac.; ebendas. p. 56—62, und dess. Notes on the areal Geol, of Glacier Bay; Trans. N. York Acad. of Sc., 1896, XV, p. 24—34.

53 Schuchert in dem bald anzuführenden Berichte von Brooks über den Ketchikan District, p. 19.

54 Dall, U. S. Geol. Surv. Bullet. No. 84, 1892, p. 235; Ann. Rep., XVII, 1, p. 783. Russell hat, wenn auch unter wiederholtem Zweifel, das Pinnacle-System für älter bezeichnet als Yakutat; Novarese hat diese Unsicherheit hervorgehoben. Die Gründe liegen vielleicht in der nach allem Anscheine verkehrten Lagerung.

55 Russell, erster Bericht, p. 170 u. folg.

56 Dess. zweiter Bericht, p. 24 u. folg.

57 R. S. Tarr and Lawr. Martin, Recent change of Level in Alaska; Geogr. Journ., 1906, XXVIII, p. 30—43, und Bull. Geol. Soc. Am., 1906, XVII, p. 29—64, Karten. Ein Versuch Tarr's, zu Russel's hochliegenden Glacial-Schichten zu gelangen, wurde durch merkwürdige Veränderungen in den Gletschern verhindert, die im Sommer 1906 eingetreten sind; Bull. Geogr. Soc. Philad. Jan. 1907.

58 Trotz entgegenstehender Behauptungen ist Thätigkeit in historischer Zeit (die hier allerdings sehr kurz ist) nicht erwiesen. G. F. Becker, Reconn. of the Gold Fields of S. Alaska; U. S. Geol. Surv. Ann. Rep., XVIII, 3, p. 1—86, Karten, insbes. p. 12. Die Laven des Edgecumbe beschreibt Szachno, Trav. Soc. Nat. S. Petersbourg, 1895, XXIII, p. 97—100, r.

59 A. C. Spencer, The Juneau Gold Belt, Al., and C. W. Wright, A Reconn. of Admiralty Isl. Ac.; U. S. Geol. Surv. Bull. No. 287, 1906, 154 pp., Karten; A. H. Brooks, Prel. Report on the Ketchikan Mining District, Al.; U. S. Geol. Surv. Profess. Papers No. 1, 1902, 120 pp., Karten, insbes. p. 14 u. folg.

60 Für den Bestand einer basischen Randzone auch F. E. Wright, Lode Mining in S. E. Alaska; in Brooks and oth. Rep. on Progr. of Investig. of Miner. Resources of Al. in 1905; U. S. Geol. Surv., 1906, Bullet. No. 284, p. 30—54, Karte. — Für die Verbreitung palaeoz. Faunen: E. M. Kindle, Geol. Journ., 1907, XV, p. 314—337. Auffallend ist das europäische Gepräge.

61 G. M. Dawson, Queen Charlotte Isl.; Geol. Surv. Can. Rep. of Progr. (1878—79) 1880, B., 239 pp., Karten; ders. Geol. Examinat. of the N. Part of Vancouver Isl. and adjac. coasts; ebendas., new ser., II, 1887, B, 129 pp., Karten; für Puget Sound: J. P. Kimball, Physiogr. Geol. of the Puget Sound basin; Am. Geologist, 1897, XIX, p. 225—237, 304—322. Bailey Willis, Some Coal Fields of Puget Sound; U. S. Geol. Surv. Ann. Rep., XVIII, 3, 1898, p. 399—444, Karten.

62 F. Kossmat, Jahrb. geol. Reichsanst., 1895, XLIV. S. 471 u. folg., und J. F. Whiteaves, On some addit. foss. from the Vanc. Cret.; Geol. Surv. Canada, Mesozoic foss. I, pt. 5, 1903, p. 309—415.

63 A. Webster, Geol. of the W. Coast of Vancouver Isl.; Geol. Surv. Can. Ann. Rep., (1902—03) 1906, XV, A, p. 54—76, und E. Haycock, ebendas. p. 76—92, insbes. p. 84.

64 G. M. Dawson, Presid. Adress; Bull. Am. Geol. Soc., 1901, XII, p. 57—92; Für Einzelheiten: ders. Camloops Sheet; Geol. Surv. Can. Rep. of Progr. for 1894, new ser., VII, 1897, B, 451 pp., Karte.

65 W. W. Leach, Telkwa Mining Distr.; Geol. Surv. Can. Summ. Rep., 1906, p. 35—42.

66 G. O. Smith and F. C. Calkins, Geol. Reconn. across the Cascade Rge near the 49. Par.; U. S. Geol. Surv. Bull. No. 235, 1904, 103 pp., Karten.

67 R. D. Daly, am ang. O. (Note 18), und Bull. Am. Sc. Am., 1906, XVII, p. 332.

68 Ders. Geol. Surv. Can. Ann. Rep. (1901) 1905, XIV, A, p. 39—51, ebendas. (1902—03) 1906, XV, A, p. 139—149, u. AA, p. 91—100.

69 Ch. Camsell, Similkameen Distr.; Geol. Surv. Can. Summ. Rep., 1906, p. 43—55.

70 Daly, Okanagan composite Batholith of the Cascade Mount. Syst.; Bull. Geol. Soc. Am., 1906, XVII, p. 329—376.

71 R. W. Brock, Prel. Rep. on the Boundary Creek Distr.; Geol. Surv. Can. Ann. Rep. (1902—03) 1906, XV, A, p. 92—138; ders. Operations in the Rossland Min. Distr.; Summ. Rep., 1906, p. 56—65.

72 Whiteaves, Age of the Horsefly, Similkameen and Tranquille Tert. Beds; Geol. Surv. Can. Summ. Rep. (1905) 1906, p. 137—138.

73 Hiezu Daly's Bericht von 1906, AA, p. 91 u. folg., und Mc Connell und Brock's Karte v. W. Kootenay, 1904.

74 A. Dodwell and T. F. Rixon, Forest Condit. in the Olymp. Forest Reserve; U. S. Geol. Surv., 1902, Prof. Pap. No. 7, 110 pp., Karte; R. Arnold, Geol. Reconn. of the Coast of the Olymp. Penins.; Bull. Geol. Soc. Am., 1906, XVII, p. 451—468.

75 Bailey Willis, Changes in River Courses in Washington Terr. due to Glaciation; U. S. Geol. Surv. Bull. No. 40, 1887, VI, p. 477—480, Karten, und insbes. G. Otis Smith u. B. Willis, Contrib. to the Geol. of Wash.; Prof. Pap. No. 19, 1903, 101 pp., Karten, und O. Smith in Geol. Journ., 1903, XI, p. 166—177; Isr. C. Russell, Geol. Reconn. in Centr. Wash.; ebendas. Bull. No. 108, 1893, hat die betreffenden Höhenzüge als einseitig abgesunkene Schollen angesehen; ders. Prelim. paper on the Geol. of the Cascade Mts. in N. Wash.; U. S. Geol. Surv. Ann. Rep. XX, 2, 1900, p. 89—210, Karten; J. E. Spurr, Ore Depos. of M. Cristo, Wash.; ebendas. XXII, 2, 1901, p. 785—865, Karten.

76 Isr. C. Russell, Glaciers of Mt. Rainier, with a paper on the Rocks of Mt. Rainier by G. Otis Smith; ebendas. XVIII, 2, p. 349—423, Karten.

77 G. O. Smith and W. C. Mendenhall, Tert. Granite in the N. Cascades; Bull. Geol. Soc. Am., 1900, XI, p. 223—230.

78 J. S. Diller and H. B. Patton, Geol. and Petrogr. of Crater Lake, Nat. Park; U. S. Geol. Surv. Profess. Paper No. 3, 1902, 167 pp., Karten; für miocäne Einschaltungen: Diller, Bohemia Min. Reg. of W. Oregon; U. S. Geol. Surv. Ann. Rep. XX, 3, 1900, p. 1—52, insbes. Knowlton, ebendas. p. 47 u. folg.; ferner die Schriften über die John Day und Payette Formationen.

79 Isr. C. Russell, Notes on the Geol. of SW. Idaho and SE. Oregon; U. S. Geol. Surv. Bull. No. 217, 1903, 83 pp., Karten; ders. Prel. Rep. on the Water Resourc. of Centr. Oregon; ebendas. No. 252, 1905, 133 pp., Karten.

80 W. Lindgren, Gold Belt of the Blue Mountains of Oregon; U. S. Geol. Surv., XXII, 2, 1901, p. 551—782, Karten.

81 A. Hyatt, Bull. Am. Geol. Soc., 1894, V, p. 400.

82 W. Lindgren, Gold and Silver Veins of Silver City, de Lamar and other Min. Distr. in Idaho; U. S. Geol. Surv. Ann. Rep. XX, 3, 1900, p. 65—256, Karten; ders. A Geol. Reconn. acr. the Bitterroot Rge and Clearwater Mts.; Prof. Pap. No. 27, 1904, 123 pp., Karten; für die Störung: p. 26, 47, 51.

# EINUNDZWANZIGSTER ABSCHNITT.

## Das Erscheinen der Anden.

Klamath. — Californische Coast Ranges. — Nieder-Californien. — Südrand des Colorado-Plateau. — Mexico. — Schichtfolge des Zwischengebirges.

Klamath. Das Zwischengebirge, in ein Meer von submeridionalen Zügen aufgelöst, findet in den Vereinigten Staaten seinen hauptsächlichsten Vertreter in den Basin Ranges, welche den 600—700 Kilom. breiten Raum vom westlichem Abbruche des Wahsatch bis zum östlichen Abbruche der Sierra Nevada ausfüllen (I, 741). Die S. Nevada mag ihnen noch zugerechnet werden. Mit dem Längenthale des Sacramento ändert sich aber Vieles und wir betrachten die californischen Coast Ranges an der westlichen Seite dieses Thales als den Beginn des mächtigen Baues der Anden. Allerdings ist es nicht möglich, eine ganz scharfe Grenze zu ziehen; einzelne Glieder der sedimentären Serie greifen über, und im Norden ist noch nicht völlige Uebereinstimmung der Beobachtungen erreicht.

Fig. 34, nach Diller's Entwurf, mag wenigstens die räumliche Vertheilung entscheidender Gebirgsglieder erläutern.[1]

Die südlichsten Vulcane der Cascaden, M. Shasta (4384 M.) und Lassen Peak (3181 M.), treten noch in diese Skizze ein. Dann sinkt das Land zum Sacramento ab und in 39° 15′ liegt das grosse Längenthal nur 30—45 M. über dem Meere. Aus dieser Tiefe ragt der kleine Vulcan von Marysville auf; ob er noch den Cascaden zuzuzählen sei, mag eine offene Frage bleiben.[2]

Die Laven erreichen gegen SO. die Sierra Nevada; W. von ihnen liegt eine Berggruppe, die unter mehreren selbständigen Namen (Siskiyou, Salmon, Trinity u. And.) auf den Karten erscheint, und von den americanischen Geologen das Klamath-Gebirge genannt wird. Im Norden taucht es in SW. Oregon

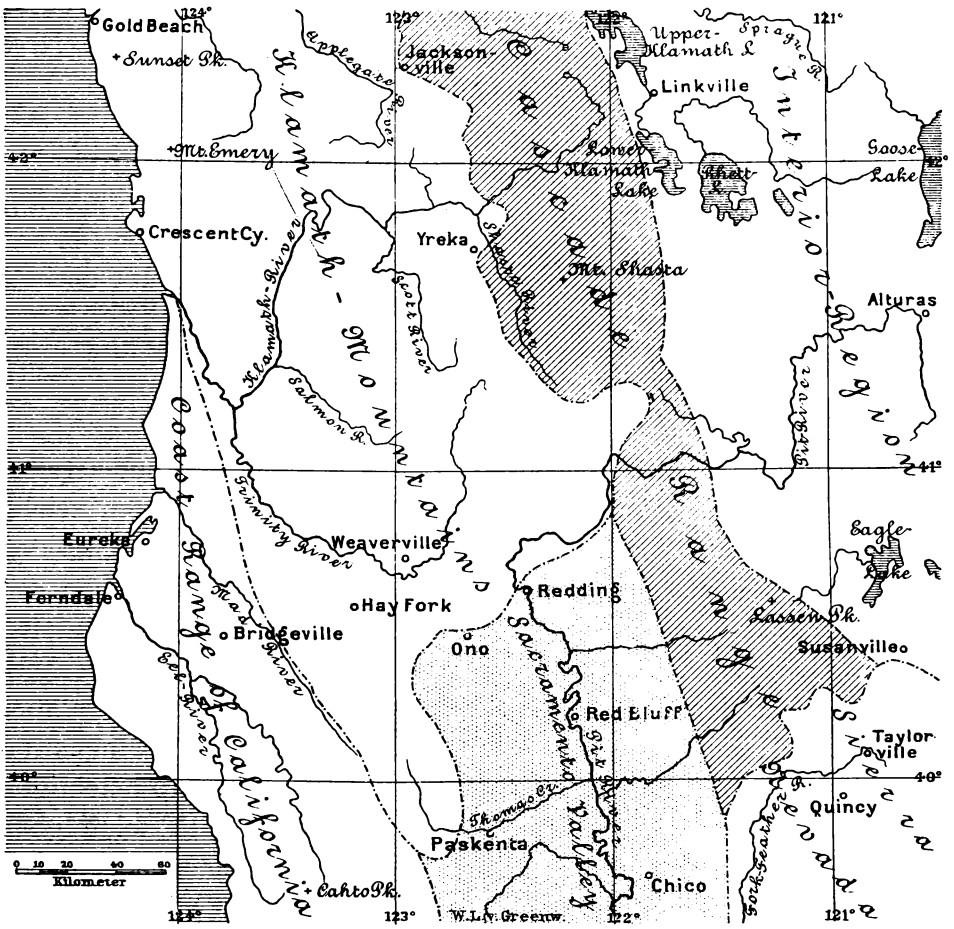



Fig. 34. Die Klamath-Berge (nach Diller).

aus einem Gürtel jüngerer Sedimente auf; in 41° 30′ wird es von den californischen Coast Ranges abgelöst. So begegnen sich hier S. Nevada, die Cascaden, Klamath und die Coast Ranges. Die Lage und das Streichen zeigen, dass Klamath die Fortsetzung der S. Nevada ist.

Im Norden, in SW. Oregon, sind die Klamath-Berge von einem breiten, durch Aucella Erringtoni bezeichneten, oberjurassischen Saume umgeben. Er streicht etwa von der Stelle,

an welcher die Grenze Californien's an's Meer tritt, weit gegen NO. und ist gegen SO., folglich unter die älteren Gesteine von Klamath geneigt. Sein auffallendstes Glied sind graue Schiefer, welche Lagen und Linsen von rothem oder grünem Radiolarien-Gestein einschliessen, Diller's Dothan-Stufe.[3] Hieher gehört neben vielen anderen Intrusiv-Zügen auch der nickelreiche Peridot-Zug von Riddles. Gold, Platin und Chromit treten in den basischen Einschaltungen auf; auch Awaruit (Nickeleisen) wurde wie bei Biella (in der Nähe des Zuges von Ivrea) angetroffen.[4] Ueber diese gefaltete Serie ist discordant das Neocom (Knoxville) gebreitet. Es unterliegt kaum einem Zweifel, dass dieser oberjurassische Saum, der heute durch das Meer unterbrochen ist, einstens den Westen von Klamath umgeben hat.

Ueber Klamath selbst liegen verschiedene Darstellungen vor. Diller, von Redding im Süden ausgehend, sah bis zum Trinity Fl. im Westen und bis weit gegen N. und O. eine Serie, bestehend aus einem vordevonischen Massengestein, aus Devon und Carbon, ferner O. von diesem, mit mehr nördlichem Streichen, eine vortriadische intrusive Zone, hierauf am oberen Pit Trias, dann Jura. Hershey, aus dem Westen kommend, theilt das Klamath-Gebirge in vier, gegen O. geneigte, einander theilweise überdeckende Schuppen. Die erste Ueberschiebungslinie wäre die hier (Fig. 33) verzeichnete W.-Grenze von Klamath; hier sind die Radiolarien-Schiefer gegen O. unter die älteren Gesteine von Klamath geneigt. Der zweite kreuzt nahe der Mündung des Salmon den Klamath-Fluss (Orleans-Fault); die dritte und vierte folgen bis zum Scott-Flusse. Wir begnügen uns mit der Thatsache, dass auch an der Orleans-Fault die Radiolarien-Gesteine in grosser Mächtigkeit gegen O. unter ältere Gesteine geneigt sind. Hieraus darf gefolgert werden, dass die in SW. Oregon bemerkte Ueberschiebung von Klamath über die Radiolarien-Serie auch im Westen vorhanden ist und dass die Radiolarien-Serie in das Gefüge der Klamath-Berge selbst eingreift.[5]

Diese oberjurassische Serie findet in der Sierra Nevada Vertretung in den gleichfalls durch Auc. Erringtoni und durch Einschaltungen von Diabas und Serpentin bezeichneten Mariposa-Schiefern. Seit der hier (I, 745) gebotenen Schilderung dieses Gebirges ist aber festgestellt worden, dass die Masse von

Granodiorit, die den Osten und etwa von Mariposa an die ganze Breite der Sierra einnimmt, jünger ist als die Mariposa-Schiefer. Seine Länge beträgt etwa 5 Breitegrade und seine Breite im Süden mehr als 100 Kilom. Sein südliches Ende verlässt S. vom Kern-Flusse die allgemeine Richtung SO. und beugt sich gegen SW. zum Tehachapi-Passe (35° 10′).

Die Sedimente, welche in seiner nördlichen Hälfte die Westseite begleiten, sind gegen W. überfaltet und unter den Batholith geneigt. Eine Synclinale wurde durch fast 200 Kilom. im Streichen verfolgt. Turner hat ein Profil durch die Grafschaft Amador gegeben, in welchem die Ueberfaltung der ganzen mächtigen Schichtfolge gegen West ersichtlich ist.[6] Die schönen Blätter der Landesaufnahme, wie Lindgren's Blatt Truckee oder dessen und Turner's Blätter Smartsville, Jackson, Placerville u. A., zeigen die vielfache Durchdringung dieser Schichtfolge mit Intrusiv-Gestein.

Die Uebereinstimmung mit dem columbischen Granodiorit hat Lawson bereits im J. 1893 erkannt.[7]

Die californischen Coast Ranges (I, 748). Im Gegensatze zu älteren Vermuthungen hat sich gezeigt, dass der Granit der Coast Ranges älter ist, als jener der S. Nevada. Gneiss-ähnlicher und Glimmerschiefer, krystallinischer Kalk und Thonschiefer begleiten ihn; er ist von carbonischem oder höherem Alter. Das Radiolarien-Gestein, wechselnd mit Sandstein und hier Franciscan-Series genannt, liegt z. B. auf der Halbinsel San Francisco autochthon auf dem Granit. Es erstreckt sich weit gegen Süd und ist auch hier von langen Einschaltungen von Peridotit und anderen basischen Gesteinen begleitet. Chromeisen, Platin, Gold und Osmiridium sind auch hier aus ihnen bekannt; sie führen Quecksilber. Versteinerungen sind in dem begleitenden Schiefer vorhanden, aber selten (Aucella, Opis, Hoplites). Diese Serie ist das Aequivalent der Mariposa-Schichten der S. Nevada und der Dothan-Stufe von Oregon. Sie wurde einstens für Neocom gehalten; sie wird von diesem in Discordanz überlagert. Sie erstreckt sich bis Sta Barbara nach Süden. Mit Ausnahme einiger Spuren von Ober-Carbon wurden unter ihr noch nie palaeozoische Fossilien gefunden, und sie scheint auf weite Strecken hin in der That den Beginn der normalen Schichtfolge anzuzeigen. Sie ist heftig gefaltet. Nach Ransome's Ansicht sind

die mit basischen Gesteinen auftretenden Glaukophan-Schiefer aus Radiolarien hervorgegangen.

Die Coast Ranges streichen, wie bereits gesagt wurde, in wiederholten Kulissen gegen NW. schräge in das Meer hinaus und einzelne Kulissen sind durch lange, geradlinige Dislocationen begrenzt.

Eine solche Linie läuft in gerader Richtung von Punta Arena durch 600 Kilom. gegen S. 35° O. bis zum M. Pinos. Sie streicht nahe der Mündung der Goldenen Pforte von S. Francisco durch das Meer und ihre nördliche Hälfte ist nach Lawson der Ausgangspunkt des verheerenden Erdbebens vom 18. April 1906 gewesen. Dieses äusserte sich in einer horizontalen Verschiebung des SW.-Gebirgstheiles gegen den NO.-Theil in der Richtung NW. um etwa 10 Fuss, bei gleichzeitiger relativer Erhebung dieses Gebirgstheiles, die streckenweise 4 Fuss erreichte.[8]

Von anderen Dislocations-Linien liegen so ausführliche Nachrichten nicht vor, doch unterscheidet man ohne Mühe eine Reihe von Kulissen und auch einige junge Vulcane, die, ziemlich dem Streichen folgend, von Clear Lake gegen die Bucht von San Francisco ziehen.[9]

Den Norden deckt ein starker Mantel von tertiären Schichten, doch stechen in scharfen Kämmen die Radiolarien-Schiefer der Franciscan Series durch. Erst bei Pt. de los Reyes, N. von San Francisco, und auf der nahen Inselgruppe Farallones erscheint Granit. Hier dürfte der Beginn jener Kulisse sein, welche von der Westküste der Halbinsel von San Francisco schräge abgeschnitten wird. Lawson's und Crandall's Karten dieser Halbinsel zeigen das schräge Hinausstreichen der einzelnen Gesteins-Zonen gegen das Meer und die streichenden Verwerfungen, von denen sie begleitet sind.[10] Für die folgenden Strecken hat Fairbanks die Kulissen-Stellung der Ketten kennen gelehrt. Der Granit von Pt. de los Reyes und der Halbinsel von San Francisco zieht gegen SO. durch die Sierren Santa Cruz und Gavilan in die Grafschaft Monterey; sein NW.-Ende taucht in's Meer, und in SO. liegt er im Lande, O. vom Salinas-Flusse.

O. von dieser Kulisse erhebt sich als ein weiterer selbständiger Zug der Mt. Diablo; er bildet eine regelmässige Anticlinale, Str. SO., welche aber in ihrer Axe nur die Franciscan Series und Serpentin entblösst und deren SO.-Fortsetzung

nicht jene orographische Bedeutung besitzt, die ihr manche Landkarten geben.[11]

Um- so bedeutender ist die W. vom Salinas-Flusse, am S.-Rande der Bucht von Monterey steil hervortretende Sta Lucia-Kette. Ihr W.-Rand, aus krystallinischem Kalk und altem, zuweilen gneissartigem Schiefer, fällt schroff zum Meere; die Axe besteht aus Granit; Fairbanks zeigt, dass diese Axe unter spitzem Winkel von der Richtung der Küste gegen SO. abweicht und schräge das Thal des oberen Salinas kreuzt. Ihre weitere Fortsetzung liegt O. von San Luis Obispo und gegen San Emidio und den Tejon-Pass. Hier scheint sie Anschluss zu gewinnen an die gegen den unteren Colorado und gegen Nieder-Californien streichende Ketten.[12]

So ist auch Sierra Sta Lucia tief in's Land getreten, aber die südlich von S. Luis Obispo folgenden Kulissen ändern allmählig die Richtung. Nördlich von 36° n. Br. ist nach Fairbanks und Eldridge das mittlere Streichen der Falten N. 20—40° W., bei S. Luis Obispo N. 50—60° W. und bei P. Concepcion N. 80—90° W., so dass nur die von Ost gegen West verlaufende Küste bei Sta Barbara einigermaassen der Richtung der Falten entspricht.[13] An dem Baue der Kulissen, welche südlich von der Fortsetzung von S. Lucia hintereinander hervortreten, nimmt das Miocän einen beträchtlichen Antheil, aber auch schon in den Emidio-Ketten ist es zu bedeutender Höhe aufgefaltet. Die mächtigste der OW.-Ketten, Sierra Sta Inez, an deren Südfuss die genannte Küstenstrecke von S. Barbara liegt, besteht ganz aus Miocän; die gleichfalls ostwestliche Sierra Sta Monica bei Los Angeles zeigt unter Miocän einen Kern von Granit. Ihre Fortsetzung sind die zum grössten Theile miocänen Inseln des S. Barbara-Archipel's; sie stehen auf einem gemeinsamen von O. gegen W. gestreckten Sockel (S. Miguel, S. Rosa, S. Cruz, Anacapa).

Nicht mit Unrecht sagt Fairbanks, es scheine als sei zu verschiedenen Zeiten eine Zahl von einander unabhängiger Ketten gebildet worden, als hätten die zusammendrückenden und erhebenden Kräfte nicht immer sich auf den bestehenden Axen geäussert, sondern neben diesen oder sogar in abweichender Richtung neue Axen gebildet.

Die OW.-Richtung hält nicht an, weder landeinwärts, noch gegen Süden.

Schon die Sta Anna-Kette, die gar nicht weit von Los Angeles anhebt, besteht aus mehreren parallelen Anticlinalen mit Str. N. 60° W. und zieht weit in der Richtung der Mündung des Colorado fort; man kennt aus ihr Miocän, Spuren von Carbon oder Trias und krystallinische Schiefer.

Die grosse Sierra S. Bernardino oder Sierra Madre, welche die muthmaassliche Fortsetzung von Sta Lucia oder eine neue, in naher Wechselstellung anschliessende Kulisse ist, streicht der Sierra S. Anna parallel und ihr nördlicher Rand dacht zur Mohave-Wüste ab. In immer höherem Grade tritt die alte Unterlage zu Tage; ihre Decke ist zumeist nur von tertiärem Alter. Campbell kreuzte die S. Madre im Cajon-Pass; eine Verwerfung durchschneidet in spitzem Winkel das Streichen der Kette und bildet gegen SO. wahrscheinlich durch eine lange Strecke den südlichen Rand. Man trifft S. von der Verwerfung Hornblendschiefer und N. von derselben groben, grauen Granit mit wenig Schollen von veränderten Sedimenten. Diesem folgt gegen Nord Sandstein und Conglomerat, leicht in Falten gelegt, muthmaasslich von eocänem Alter, hierauf gegen den Rand der Wüste ein gewaltiger Saum von Schotter. Auf diesem befindet sich in 1250 M. die Höhe des Ueberganges; Cajon Cañon durchschneidet das ganze alte Gebirge.[14]

Ueber Victor und Borate hinaus ist das wüste Land bedeckt von See-Ablagerungen, an vielen Punkten mit Einschaltungen von boraxreichen Schichten, da und dort auch von jüngeren Laven. Diese Ablagerungen sind nicht von gleichem Alter; einzelne sind heftig gefaltet, andere ungestört. Grus von zersetztem grauem Granit wird sichtbar. Kurze felsige Züge bestehen aus demselben Granit oder aus hochveränderten Sedimenten. So wird am Ausgange des Death Valley das Gebiet der Basin Ranges erreicht. Dieser Graben ist nach S. Ball 190 Kilom. lang, 8—16 Kilom. breit und sinkt 123 M. unter das Meeresniveau herab; Amargosa- und Funeral-Kette im Osten sind 1500—2000 M., Panamint im Westen über 2700 M. hoch, und der Graben scheint einseitig, durch einen Bruch an der Ostseite von Panamit erzeugt, daher dem Baue des Todten Meeres in Syrien ähnlich zu sein. Ein Salzflötz liegt in der Tiefe.[15]

Wir befinden uns in den Einbrüchen der Basin Ranges. Die alten Felsarten sind hier vorhanden, aber mit ihnen mächtige

palaeozoische Schichten. Nicht sehr weit von hier erheben sich die White Mountains, in denen Walcott cambrische Fossilien und Ueberfaltung gegen West nachwies.[16] Die benachbarten Gneisse sind sicher von vorcambrischem Alter.

An dem NW.-Rande der Wüste, am el Paso Peak, nahe dem südlichen Ende der S. Nevada, wurden eocäne Meeresfossilien gefunden.

Nieder-Californien. Die Rückkehr des NW.-Streichens ist kennbar an dem Gegensatze zwischen den von W. gegen O. ziehenden S. Barbara-Inseln und den südlicheren Inseln, wie S. Nicolas, S. Clemente und S. Catalina, die ohne Ausnahme gegen NW. gerichtet sind. Lawson hat sie beschrieben.[17]

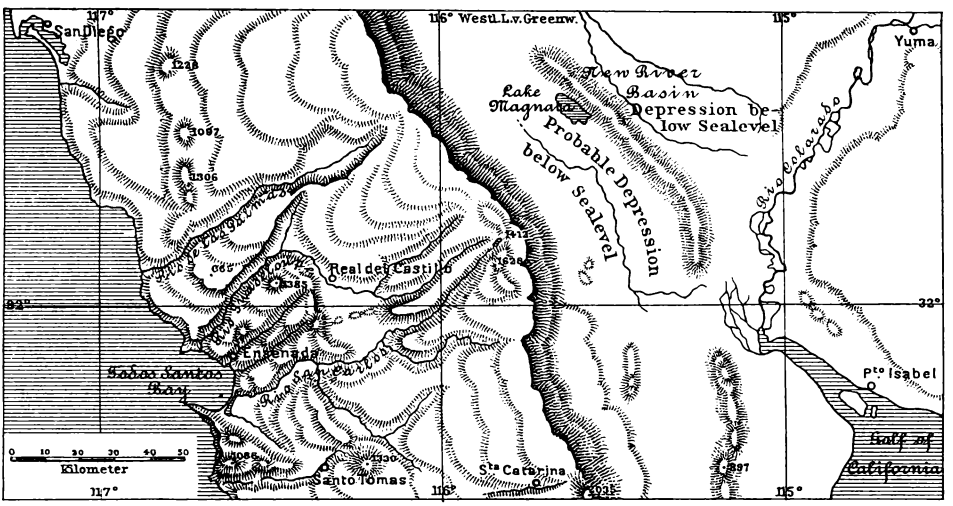



Fig. 35. Mündung des Colorado.
(Höhen in Meter.)
(Beiläufige Sachlage vor dem Einströmen des Meeres in die W. vom Colorado liegenden Tiefen; nach Lindgren.)

Die O. von San Diego liegenden Bergzüge zeigen bleich verwitternde Felsen von Granit und Gneiss. Vor diesen dehnt sich, 19—20 Kilom. breit und oberhalb S. Diego 240 M. hoch, längs der Küste eine Tafel aus, die S. Diego Mesa. Sie besteht aus marinem Pliocän und einer Decke von Flussschotter; sie gilt als ein pliocänes Delta. Mt. San Pedro (449 M.), S. von los Angeles, durch eine flache Zunge mit dem Festlande verbunden, ist geneigtes Miocän; Sta Catalina (642 M.) ist Quarzit, Diorit und ein weit jüngerer Andesit, San Clemente (597 M.) zum grössten Theile derselbe Andesit.[18]

Als hier (I, 750) eine Schilderung der nieder-californischen Halbinsel versucht wurde, lag nur ein Bericht von Gabb vor. Die Beobachtungen haben sich seither vermehrt. Emmons und Merrill heben in Betreff des Gesammtbaues hervor, dass die Halbinsel NNW. streicht, während ihre Bergzüge mehr NW. streichen und gegen NW. geöffnete Buchten an der Westküste erzeugen, wodurch die Halbinsel einen kulissenförmigen Bau erhält.[19]

Aus der Gegend N. von los Angeles und O. von San Diego zieht das Gebirge in die Halbinsel, nimmt hier mehr als die westliche Hälfte ihrer Breite ein, erreicht in der Nähe seines Ostrandes 1500—2000 M. und senkt sich nach Lindgren's Darstellung mit einem raschen Abfalle zu der Niederung des See's Magnata. Kunstbauten haben seit dieser Darstellung den nicht beabsichtigten Zufluss zu den tiefliegenden Strecken eröffnet. Eine weite Wasserfläche ist entstanden und viel Ackerland wurde überfluthet (Fig. 35).[20]

Schon durch Gabb wusste man, dass die Halbinsel aus langen granitischen Zügen bestehe, von einander getrennt und zum Theile überdeckt von flachen Mesa's von Sandstein, beide, Granit und Mesa's, häufig übergossen von jungem vulcanischem Gestein, namentlich auch durchsetzt von einer jungen Gruppe von Vulcanen in der Nähe von 27° 30′ (Tres Virgines u. A.). Lawson und Fairbanks trafen an der Küste bei San Diego unter dem Pliocän der Mesa die Kreide (Chico-Stufe mit Coralliochama Orcutti an der Basis) und das Eocän (Tejon-Stufe); eine Scholle der Kreide liegt an der Südseite der Todos-Santos-Bucht. Noch zwischen 29° 30′ und 29° 20′ erscheinen nach Emmons und Merrill Kreide und Eocän in den tieferen Theilen der Tafelberge. White hat nach den Funden bei S. Diego bemerkt, dass Kreide-Ablagerungen mit atlantischen (texanischen) Merkmalen bis auf die Westseite der mexicanischen Sierra Madre herübertreten, während in Californien das hievon verschiedene, pacifische Gepräge der Kreide herrscht, dass daher der schmale Höhenzug von Nieder-Californien als die Trennung der cretacischen Meere anzusehen sei.[21]

Dieser Höhenzug besteht im Norden längs der Westküste aus einem von Porphyr durchzogenen Granitrücken, dann aus einer Reihe von Einsenkungen, welche als die „interior Valleys“

bezeichnet werden, endlich aus einem höchsten und breiten Granit-Zuge; dieser bildet den Ostrand. Goldführende Flussschotter werden auf dem höchsten Rücken angetroffen. Gegen Süden erniedrigen sich diese Berge; im Osten ragt unter den Mesa's ein neuer Granit-Zug auf. So folgen sich wechselständig die Ketten. Zwischen den Granitketten werden gegen NW. streichende Zonen von hoch verändertem Schiefer sichtbar; auch Jaspis wird erwähnt, so ist aber oft der Radiolarien-Schiefer der Franciscan Series in den Coast Ranges genannt worden, und vielleicht handelt es sich um ähnliche Vorkommnisse.

Den Hintergrund der Bucht S. Sebastian Viscaino bildet eine breite, schräge durch die Halbinsel ziehende Mesa.

Die felsige Insel Cedros (Cerros, 1205 M., 28° 20′ bis 28°) besteht aus hochverändertem Schiefer, Amphibolit, Serpentin, auch Granit und Porphyr. Basaltströme und fossilführende Sandsteine erscheinen gleichfalls. Sie setzt in die durch einen öden Landstrich völlig vereinsamte Sierra de S. Clara gegen SO. bis P. Abrejos an der Ballenas-Bucht fort.[22]

Innerhalb dieser Kulisse besteht die ganze Breite der Halbinsel aus Mesa und jungen vulcanischen Decken. Die merkwürdigen kupferreichen Sedimente von Boléo (nahe der Ostküste) sind nach Fuchs flachgelagertes Miocän.[23]

Südlich von 25° tritt, durch eine Nehrung mit dem Festlande verbunden, das felsige Cap S. Lazaro (395 M.) vor. An dieses schliessen sich, durch Lagunen vom flachen Festlande getrennt, die gegen SO. gestreckten Inseln Magdalena und Sta Margarita (578 M.), gleichfalls aus hochverändertem Schiefer, Serpentin u. A. bestehend, und Lindgren sieht in ihnen eine zweite Kulisse, ähnlich Sta Clara. Flachland und Mesa reichen dann an der Ostküste bis in die Bucht La Paz (24° 15′), jedoch an der Westküste bis Lobos Point (22° 23′).

Der südlichste Theil der Halbinsel ist hoch. Der Südwesten ist bis Cap S. Lucas hinab nach Gabb und Eisen Granit; der Gipfel S. Genoveva soll 8000 Fuss erreichen. Dieses Granit-Gebirge zieht in den Cacachilas-Bergen gegen NNW. in die Richtung O. von der Hauptstadt La Paz, aber die dort in derselben Richtung sichtbaren Inseln bestehen (wenigstens zum grössten Theile), so wie die Ostküste südlich von ihnen, aus vulcanischem Tuff.

Das Thal des S. José begrenzt in SO. das hohe Granit-Gebirge; Gabb erwähnt hier krystallinischen Schiefer. Der äusserste Südosten der Halbinsel, die Sierra de Trinidad (879 M.) ist nach Eisen's Angabe krystallinischer Kalkstein.[24]

Ordoñez und Aguilera betrachten übereinstimmend mit der älteren Ansicht Gabb's den hohen südlichen Theil der niedercalifornischen Halbinsel als die Fortsetzung der mexicanischen Sierra Madre del Sur über Cap Corrientes und die Marien-Inseln. Die Kulissen von S. Margarita und S. Clara entsprechen den weiteren Fortsetzungen.[25]

Die Inseln des californischen Golf's sind, bis auf vereinzelte Angaben über vulcanisches Gestein, mir unbekannt. Carmen dürfte nach Gabb ein Stück der Mesa Giganta der Halbinsel sein. Das östliche Ufer des Golf's wird als ein langer und mächtiger Abbruch geschildert, der beinahe in die Fortsetzung des östlichen Abbruches der Sierra Nevada fällt. Dies so wie der Umstand, dass die Granite bei Todos Santos (31° 30′ bis 32°, Westküste) weiss sind, Hornblende führen und dem jungen Granit der S. Nevada gleichen, hat hervorragende Geologen zu der Vermuthung geführt, dass die Halbinsel der Sierra Nevada, der Golf aber der Tiefenlinie des Owen Valley u. s. w. zu vergleichen seien. Die hier angeführten Thatsachen bekräftigen aber die andere, auch von den mexicanischen Fachmännern getheilte Ansicht, nach welcher die Halbinsel wirklich die Fortsetzung des Coast Ranges ist und der Golf eher dem Längenthale des Sacramento entspricht (I, 752). Allerdings sind in der Halbinsel die jüngeren Schichten nicht gefaltet, während das noch z. B. in der Sierra Sta Monica bei los Angeles und den anderen OW. streichenden Theilen dieser Ketten der Fall ist.

Der Südrand des Colorado-Plateau. Wie ein stumpfer, gegen Süd gerichteter Keil stellt sich das Colorado-Plateau zwischen die Ketten, die aus NW. und aus NO. gegen Mexico strömen und die Dutton mit Schaaren herbeikriechender Raupen verglichen hat.

Das Plateau ist in diesem südlichen Theile gewiss durch einen grossen Theil der mesozoischen Zeit ein Festland gewesen. Von dem Rande der Laven, die den mächtigen Kegel des San Francisco (13.000 Fuss) umgeben, bis zum Colorado Chiquito (kleinen Colorado) und weit über diesen Fluss hinaus

lagern über Ober-Carbon zuerst braunrothe Thone mit Salz und Gyps, dann Conglomerat, Sandstein, auch etwas Kalk (Shinarump-Formation), welche die oft genannten fossilen Wälder von Arizona umschliessen. Auch Belodonten und Labyrinthodonten wurden gefunden. Dann folgt, hauptsächlich gegen O. und NO., der rothe Sandstein der „Painted Desert", der bis Neu-Mexico reicht, und endlich von transgredirenden Schollen der Kreide erreicht wird.[26]

Auch aus Neu-Mexico ist von Abiqui, 80 Kilom. NW. von Santa Fé, eine Trias-Flora (Cheirolepis Münsteri u. A.) bekannt. Die Stelle liegt im Chama-Thale, im Randgebiete des Plateau.

Den SW.-Rand bilden vom grossen Cañon bis gegen Fort Apache, d. i. durch fast 400 Kilom., die Aubray Cliffs, ein Absturz, bestehend aus dem Schichtenkopf des Ober-Carbon, das soeben als die Unterlage der Trias genannt worden ist. Es ist flach gelagert und überschaut namentlich als Mogollon Mesa das gegen SW. gelegene Land. Von Fort Apache an treten mehr und mehr junge Laven an den Rand. Von der südlichsten Stelle wendet sich die Abgrenzung gegen NO., erreicht den Rio Grande, der durch 300 Kilom. das Plateau von den Sierren scheidet, und dann erscheinen S. von Albuquerque die Ausläufer der Rocky Mountains.[27]

Vor dem steilen SW.-Rande liegt nach Ransome und Leslie eine 110—200 Kilom. breite Zone von Bergen, die zwischen dem Plateau im Osten und der Gila-Wüste im Westen erst gegen SO., dann gegen S. streichen. Fort Mohave am Colorado, Phoenix, Tucson bezeichnen beiläufig ihre westliche Grenze. Sie sind bis 8000 Fuss hoch und werden oft zu den Basin Ranges gezählt, doch sieht man nicht Falten, sondern nur Brüche. Im Minen-Districte von Globe (33° 15′ bis 33° 30′ n. Br., 110° 45′ bis 111° w. L.) ist, abgesehen von verschiedenen Eruptiv-Gesteinen, eine palaeozoische Schichtfolge mit Inbegriff des Ober-Carbon vorhanden, die nur von normalen Senkungsbrüchen durchzogen ist, so dass man meinen könnte, einen abgesenkten Saum des Plateau selbst zu sehen. Auch weiter in O., im Clifton-Morenci-Districte (33° bis 33° 15′ n. Br., 109° 15′ bis 109° 30′ w. L.), ist Faltung kaum bemerkbar. Hier tritt Kreide hinzu; ihre discordante Auflagerung wird nicht tektonischen Vorgängen, sondern der Erosion zugeschrieben, aber sie ist gestört durch

jüngere Intrusion von Diorit-Porphyr. Junge Ergüsse von Laven erscheinen in beiden Districten und in beiden breitet sich als jüngste Bildung das mächtige Gila-Conglomerat aus. Dieses ist eine Flussbildung, entstanden auf den Linien der heutigen Thäler, jedoch zu einer Zeit, in der das Gebirge viel höher war. Einzelne Schollen liegen bis 5000 Fuss hoch.[28]

Dieses Conglomerat dacht gegen SW. zur Wüste ab. Aus der Wüste erheben sich einzelne kurze und wenig bekannte Ketten. Nur in diesen könnte etwa eine Fortsetzung der mesozoischen Schichtfolge der Basin Ranges vermuthet werden. Weiter gegen NW., O. von Cadiz, besteht eine Höhe aus cambrischen Schichten.[29]

Dann folgt der tiefliegende Unterlauf des Colorado. —

Anders stellt sich der SO.-Rand des Colorado-Plateau dar. S. von Albuquerque haben die Rocky Mountains ihr Ende erreicht. Das Gebiet zwischen dem oberen Pecos (bis 31° herab) und dem SO.-Rande des Plateau besitzt aber schon völlig mexicanischen Bau.

Zwei Reihen von SO. streichenden Sierren füllen den Raum zwischen Rio Pecos und Rio Grande. Sie sind gefaltet und wurden später von bedeutenden, SO. streichenden Verwerfungen durchschnitten, die für die heutige Gestalt maassgebend sind.[30] Ihre Schichtfolge zeigt die beginnende Vervollständigung der Serie, wie diess bei dem Eintritte in gefaltetes Land so oft bemerkt wird. Ueber mächtigem Kalkstein des Ober-Carbon liegen die rothen gypsführenden Thone des Perm (und der Trias?) von Texas; in den Malone-Bergen (31° 15′, r. Ufer des Rio Grande) tritt nach Cragin's Berichten dazu Jura mit Perisphinctes, vom Alter der Kimmeridge-Stufe oder des Tithon, übereinstimmend mit der mexicanischen Alamitos-Stufe, und dann folgt mit untergeordneten Abänderungen die Schichtfolge der Kreide von Texas.[31]

Die erste Reihe von Sierren beginnt mit den Jacarilla-Bergen (34°), welche nahe den Enden der Rocky Mts. liegen. Sie setzen ohne Unterbrechung in die Sierra Sacramento und S. Guadelupe fort. Dann, von 31° an, tritt das cretacische Stockton-Plateau auf die W.-Seite des R. Pecos über; die Sierren streichen bei den letzten Ausläufern der westlichen Altaiden vorüber (III, *b*, 82, Fig. 12) und werden in der San Jago-Kette vom Rio Grande durchschnitten.

Die zweite Reihe beginnt weiter im Norden. Sie ist besonders hoch (3900 M., Thäler in 1100 M.); den grössten Theil bilden ober-carbonischer Kalkstein und jungvulcanische Felsarten. Ihr gehören aber auch die jurassischen Malone-Berge und SO. von diesen die Quitman-Berge an, in denen nach Stanton die ganze Schichtfolge der Kreide gegen Ost überstürzt ist.

Der Bolson, d. i. die abflusslose Senke zwischen Sierra Sacramento der östlichen und Sierra S. Andrea der westlichen Reihe, ist von Salz und Gyps bedeckt, die von Quellen aus dem rothen Perm herbeigetragen wurden.[32] Der 75 Kilom. lange Bolson im Westen der Guadelupe-Kette (32° 15′ bis 31′) ist nach Hill ein Graben. Zwischen den Organ- und Hueco-Bergen (32° 10′) trifft man einen jungen, wohl 50 Kilom. weit aus dem Norden herbeigeflossenen Lavastrom, der ein schwer überschreitbares Malpais bildet.[33] An der Sierra Vieja am R. Grande erscheinen cretacische Kohlen.[34] Unter ähnlichen Einzelheiten erreichen diese Sierren zwischen 29° 45′ und 29° die querliegende Strecke des R. Grande. Jenseits desselben setzen sie durch Coahuila in das westliche Tamaulipas fort.

Mexico. Die südlichen Ausläufer der Rocky Mountains sind verschwunden. Das Colorado-Plateau hat in Arizona und Neu-Mexico sein Ende erreicht. Schaaren von Ketten, nach Art der Basin Ranges gebaut, bedecken mit dem vorherrschenden Streichen SO. das Land, als eine Fortsetzung der jenseits des Rio Grande beschriebenen Sierren. Auf der pacifischen Seite setzt sich von NW. her das Küstengebirge durch Nieder-Californien und die Marien-Inseln in die Sierra Madre do Sur fort, welche einen grossen, gegen NO. concaven Bogen bildet, der alle die Sierren der Mitte umfasst.

Noch vor etwa zwei Jahrzehnten unterschied man in der Breite des Landes eine Sierra Madre occidental, eine Meseta central und eine S. Madre oriental. Im J. 1890 zeigte Heilprin, dass das ganze Land ein Faltenland ist, dessen Unebenheiten in der Meseta central weithin durch vulcanische Aufschüttungen ausgeebnet wurden.[35] Den wichtigen Ergebnissen der Landesaufnahme, insbesondere den übersichtlichen Darstellungen Aguilera's mag hier schon entnommen sein, dass es eine Sierra Madre oriental nicht gibt, sondern dass die Sierren der Mitte gegen die atlantische Küste hin sich erniedrigen und frei aus-

laufen. Auch einen bogenförmigen Randbruch gegen den mexicanischen Golf gibt es nicht.[36]

Betrachten wir zuerst die Schichtfolge.

Die palaeozoischen Meeresablagerungen werden selten sichtbar. Noch erwähnt Dumble aus dem Flussgebiete des Yaqui in Sonora und in der Richtung gegen Hermosillo aufgerichtete Quarzite, auch körnigen Kalk und Schiefer, deren Schichtköpfen Ober-Silur mit Cyathophyllum und Heliolites discordant auflagert,[37] aber ausser diesen Vorkommnissen des Nordwestens sind keine palaeozoischen Versteinerungen bekannt, bis wieder sehr weit im Süden obercarbonischer Kalkstein hervortritt.

In Sonora, namentlich bei los Bronces (O. von Tecoripa), im Kohlengebiete von S. Clara und weiter gegen Hermosillo liegen bald auf vielleicht palaeozoischer, bald auf vorcambrischer Unterlage, Conglomerat und Sandstein mit bauwürdigen Flötzen und einer mesozoischen Flora, Dumble's Barranca-Stufe.[38] Weiter im Süden liegen sie auf dem abgetragenen Grundgebirge. Aguilera führt sie von zahlreichen Punkten in Sonora, Puebla und Oaxaca an.[39]

Es scheint, als würde diese Stufe dem Streichen der alten Felsarten des Westens und Südens folgen. Auch aus Honduras kennt man ähnliche pflanzenführende Schichten; dort dürften sie auf obercarbonischem Kalk lagern.[40]

Ihre Flora wird öfters als eine rhätische bezeichnet, da jedoch die Verwandtschaft mit jener von Abiqui, von N. Carolina und von Richmond betont wird und genauere Beschreibungen fehlen, bleibt es unentschieden, ob sie nicht vielmehr dem Keuper gleichzustellen sei. Für jeden Fall ergibt sich, dass die bezeichneten Strecken während eines Theiles der Triaszeit trockenes Land gewesen sind. Die Spuren von Conchylien, die Gabb von los Bronces beschrieb, sind zu zweifelhaft, um diese Annahme zu erschüttern.[41]

Anders ist die Sachlage gegen die Mitte des Landes. Aus Zacatecas haben Burckhardt und Scalia eine karnische Fauna bekannt gemacht; einige Arten (Sirenites, Juvavites) sind solchen der californischen Trias verwandt.[42]

Die nächste Stufe ist Lias. Böse's Berichte melden Fundorte aus dem Osten und Südosten (Mexico, Querétaro, Hidalgo, Puebla und Veracruz).[43]

Ueber mittleren Jura fehlt bisher fast jede Nachricht.

Nikitin hat zuerst Aucellen aus Mexico erwähnt. Castillo und Aguilera haben in der S. de Catorce eine tiefere (Alamitos-) Stufe mit vielen Perisphincten und eine höhere (Ceneguita-)Stufe mit Aucellen unterschieden.[44] Sehr eingehende Nachricht über Kimmeridge, Portland und Neocom gab Burckhardt aus der Sierra de Mazapil. Viele Arten treten auf, die in Europa der Tethys angehören. Zwischen ihnen erscheint eine Bank mit Auc. Pallasi über dem Horizont des Idoceras Balderum und unter Haploc. Fialar als eine russisch-boreale Einschaltung. Virgatiten werden noch etwas höher genannt.[45]

Der obere Jura von Malone am Rio Grande mit seinen europäischen Merkmalen wurde bereits erwähnt. Im Süden, in Oaxaca, tritt gleichfalls das europäische Gepräge deutlich hervor.[46]

Nun folgt bei Mazapil Neocom mit Holcostephanus, dann mächtiger Kalkstein, eine Zone mit Parahoplites, endlich in weiter Transgression und grosser Mächtigkeit die mittlere und obere Kreide. Sie ist in der Hauptsache eine Erweiterung der texanischen Kreide und bildet einen beträchtlichen Teil der gefalteten Sierren des mittleren Mexico.

Marines Eocän und Miocän treten nirgends weit in das Land hinein.

Ueber das cretacische Kalk-Gebirge wurden, wahrscheinlich seit der mittleren Tertiärzeit, aus hunderten heute zum geringsten Theile kennbaren Ausbruchstellen Asche und Lava gebreitet. Namentlich der Westen trägt grosse kieselreiche Aufschüttungen.

Die Reihe der Gesteine schliesst mit den Vulcanen der Gegenwart, die zu den mächtigsten der Erde gehören; der Pic von Orizaba misst 5549 M., Popocatepetl 5450 M., Iztaccihuatl 5280 M.; Nevado de Toluca u. A. überragen 4000 M. Manche, wie Colima, sind in neuerer Zeit sehr thätig gewesen; Jorullo mit seinen vier auf einer NNO.-Linie stehenden Ausbruchstellen[47] ist erst im September 1759 entstanden, oder wenigstens weiter ausgebildet worden.

Von der Westseite der Sierra Madre occidental in Sonora wurden bereits alte Felsarten, Silur und die Barranca-Stufe des Trias mit ihren Kohlenflötzen angeführt; Schollen von Kreide-Kalk und vulcanische Aufschüttungen bedecken einen grossen Theil dieses Unterbaues. Gegen Süd nehmen die vulcanischen Aufschüttungen rasch zu. Das Querprofil, welches Weed von

Parral (SW. Chihuahua) gegen WSW. an den Unterlauf des Flusses Sinaloa gezogen hat, lässt überhaupt nur in den westlichen Vorbergen und in den tieferen Theilen des Ostrandes auf geringe Strecken die heftig gefalteten Sedimente sehen. An die Stelle eines Kettengebirges tritt eine von der Erosion zerschnittene, etwa 2500 M., in ihren höchsten Theilen sogar 3200 M. hohe Tafel, die gegen Osten allmählig zu dem hohen inneren Plateau absinkt, gegen West aber, wenig W. von Guadelupe y Calvo, einen hohen und steilen Abfall bietet. Dieser Abfall ist aber kein Bruch. Er ist lediglich durch die Abtragung des Gebirges erzeugt, und die etwa 24 Kilom. breite Zone von Vorbergen, welche diesen Abfall von der niedrigen Küstenstrecke trennt, besteht aus der fortgesetzten Unterlage der grossen Tafel. Die Tafel selbst hat sich einstens weiter gegen West ausgebreitet.

Die Geschichte dieses Tafelgebirges ist die folgende. Ueber die gefalteten Sedimente wurde eine mächtige Menge von flach lagernden, grob geschichteten andesitischen Breccien, Tuffen und Laven gehäuft. Oertliche Durchbrüche monzonitischer Felsarten sind eingetreten. Dann wurde das ganze andesitische Land von zahlreichen, theilweise sehr tiefen Thälern etwa in ähnlicher Weise durchschnitten, wie die heutige Oberfläche es ist. Hierauf wurden alle diese Thäler und das ganze Andesit-Gebirge von viel kieselreicheren, rhyolithischen und dacitischen Aufschüttungen und Ergüssen überdeckt, die über den durchfurchten alten andesitischen Tafeln neue Tafeln erzeugten. Auf ihrer Höhe endlich erscheinen als jüngste Bildung da und dort Tafeln von Basalt. Die heutige Gestalt ist durch Ausspülung erzeugt, und man versteht nach Weed's Beschreibung, warum in den westlichen Vorbergen nur Andesite und keine Rhyolithe verzeichnet sind.[48]

Diese Angaben bestätigen die treffliche Darstellung der ganzen Sierra und ihrer Rhyolithe, welche schon kurz zuvor Ordoñez geliefert hat.[49] Es ergibt sich, dass die S. Madre occidental zum grössten Theile subaerischen Ursprunges ist. In den nördlichsten Theilen von Sonora ist noch eine gewisse Aehnlichkeit mit den zerhackten Höhenzügen am Rande der Gila-Wüste von Arizona vorhanden. Weiter gegen Süd schliessen sich die einzelnen Züge dichter aneinander und dann folgt die

vulcanische Decke. Wie in Sinaloa, ist auch in Durango und Tepic die Erosion eines älteren Andesit-Gebirges unter Rhyolithen kennbar. Die Rhyolithe breiten sich hauptsächlich auf der Sierra Madre occidental aus; gegen Osten hin, auf der Mesa central, sind die Vorkommnisse weniger ausgedehnt. Auf der Sierra scheinen sie aus grossen, der Hauptsache nach streichenden Sprüngen hervorgetreten zu sein, auf der Mesa aber aus ver einzelten Explosionsstellen. Die Bufa's, stockförmig aufragende, stumpfe Säulen von feinzerstäubter rhyolitischer Grundmasse, sind nach Ordoñez wohl zum nicht geringen Theile die gehärtete Ausfüllung von Essen. Die grosse Bufa von Guanajuato, welche aus der Tiefe heraufgetragene Blöcke von Biotit-Granit u. A. enthält, und umgeben ist von einer Zone von Locero, d. i. von Hornfels, der im Contact mit rothem Conglomerat erzeugt wurde, kann als ein Muster gelten.

Gegen das südliche Jalisco hin verschwinden auf der von Ordoñez entworfenen Karte die Rhyolithe; sie werden von den basischen Laven der heutigen Vulcane überdeckt, aber mitten zwischen diesen treten sie noch z. B. in den Navajas, S. von Pachuca, hervor, welchen Stücke einer mehr als 3500 M. hohen Meseta angehören.

Der Vulcan Ceboruco und andere junge Ausbruchstellen verhüllen jede schärfere orographische Abgrenzung der Höhen in der Richtung auf Cap Corrientes. Eine Grenze für die S. Madre occidental in der Gestalt des Landes suchend, ist der viel südlicher gelegene Rio de los Balsos als solche genannt worden. Sein Thal ist aber nur ein Auswaschungsthal.

Es ist als eine Thatsache von Bedeutung anzusehen, dass die rhyolithischen Ausbrüche, welche nur wenig gegen Ost in die Meseta central vorgetreten waren, sich von Tepic und Jalisco an gegen SO. wenden und sogar in der Richtung auf Jalapa bis in die Nähe der Ostküste unter und zwischen den heutigen Vulcanen sichtbar bleiben. Die Karte von Ordoñez weist offenbar darauf hin, dass der ältere Vulcan-Zug der Sierra Madre occidental in die Zone der heutigen Vulcane einschwenkt.

Die Meseta central ist im Süden, gegen die grossen jungen Vulcan-Berge hin, höher und erniedrigt sich gegen Nord, wo sie in dem abflusslosen Bolson de Mapimi ihre tiefste

Stelle (1700 M.) erreicht. Hier tritt die Aehnlichkeit mit den Basin Ranges, das wiederholte grabenförmige Einsinken des gefalteten Gebirges an langen Brüchen, die häufigen, aber minder bedeutenden vulcanischen Vorkommnisse und die Abflusslosigkeit, am deutlichsten hervor. Aus Briefen und Zeichnungen, welche Herr Edm. Naumann an mich zu richten die Güte hatte, mag in Verbindung mit den Berichten anderer Beobachter Folgendes erwähnt sein.

In dem bereits genannten Parral, wie in Carmen (an der Grenze von Durango und Chihuahua) steht man noch im Bereiche der hier etwa 800 M. mächtigen vulcanischen Decken der S. Madre Occidental. Weiter gegen O. folgen Landstriche, in denen lange, gegen NW. streichende cretacische Faltenzüge getrennt werden durch breite ebene Flächen, die von vulcanischen Hügeln und Mauern unterbrochen sind.

Die Faltung der Kreidekalke erreicht hier ein ungewöhnliches Maass. Rob. Hill sagt, dass sie in der S. Almoloya (Chihuahua, zwischen Parral und Ximenes) bis zur Bildung von Tauchdecken mit Marmorisirung oder Schieferung des Kalksteins geht. Man würde die Sierra für einen langen quaquaversalen Dom halten, wenn nicht in den steilgestellten Enden der Decken die „recumbent folds" sichtbar würden. Heftige Ueberfaltung gegen NO. meldet auch Naumann von der 60 Kilom. langen S. Cadena (Nord-Durango). Diese Richtung der Faltung beherrscht, so wie das gleichmässige Streichen der vielen Ketten und auch der Bruchlinien gegen NW., dieses ganze Gebiet. Alle diese Faltung ist älter als die vulcanischen Aufschüttungen der S. Madre occidental.

NO. von der S. Cadena wird eine 25 Kilom. breite Ebene und hierauf die Bufa de Mapimi (2400 M.) erreicht. Sie ist eine kürzere Wiederholung der S. Cadena. Wie diese ist sie flach gegen SW. und steil gegen NO.; ihr Abfall gegen NO. beträgt 700 M. und in der Tiefe eines grabenförmigen Einbruches liegt das reiche Erzvorkommen der Ojuela. Diess ist ein senkrechter Schlauch von etwa 30 M. Durchmesser und durch den Bergbau 500 M. tief aufgeschlossen; in solchen Schläuchen treten die gold- und silberreichen Bleierze dieser Gegend auf. Alle Schläuche sind an grosse Spalten gebunden. Sie erscheinen, nach Naumann, wie die letzten Ausklänge einer vulcanischen Thätigkeit und es ist, als ob die eruptiven Gänge durch diese

Vorkommnisse abgelöst würden. NW. von der Ojuela trifft man im selben Graben vulcanisches Gestein.

Jenseits der Ojuela liegt ein kurzer Horst, die Cambio-Kette, an dessen Zusammensetzung gegen NO. vielleicht auch ältere als cretacische Sedimente theilnehmen. Dann gelangt man wieder in eine 20 Kilom. breite Senkung, gegen N. hügelig und mit kettenförmiger Gliederung, endlich an eine neue Sierra, deren Steilabsturz aber gegen SW. blickt, und jenseits derselben zur Station Besmejillo der mexicanischen Central-Bahn.

Die vulcanischen Gesteine sind in diesem Theile des östlichen Durango an streichende Spalten gebunden und treten bald als Gänge und bald als Krater zu Tage.[50]

Im Süden des Bolson de Mapini, bei Parras und bis gegen Mazapil, streichen die Falten nicht SO., sondern OSO. und beinahe OW.; bei Parras und gegen Monterey zeigt sich Neigung zur Bildung von ovalen Brachyanticlinalen. Die erzreichen Sierren bei Mazapil, aus Jura und Kreide bestehend, verdanken ihren Reichtum intrusiven Körpern, die unter Aufzehrung des Nebengesteins eingedrungen sind.[51]

Die berühmten Erzlagerstätten von Zacatecas und Guanajuato sind an ähnlichen Intrusionen entstanden, aber an beiden Stellen treten sericitische Schiefer als eine sonst in diesem Theile Mexico's nicht sichtbare Unterlage zu Tage. Aus dem Berichte von Burckhardt und Scalia scheint hervorzugehen, dass die hier auftretende karnische Trias in inniger Verbindung steht mit Spilit (Roca verde), der an alpine Vorkommnisse erinnert.[52]

Wir wenden uns nun zur sogenannten Sierra Madre oriental. Eine tektonische Einheit ist sie nicht. Lehrreich ist hier das Verhalten der Kreide. Weiter im Süden, bei Cardenas zwischen S. Luis Potosi und Tampico, hat Böse im Unter-Senon neben Exog. costata und einigen anderen nordamericanischen Arten das Auftreten der Gosau-Facies nachgewiesen, die von Jamaica hieher fortsetzt.[53] Ihre Spuren wurden auch zwischen Monterey und Saltillo entdeckt und hier im Norden folgt darüber Kohle, die nach Aguilera die Basis von Laramie ausmacht.[54] R. Hill, der genaue Kenner von Texas, hat gezeigt, dass die brackische Laramie-Stufe der Vereinigten Staaten mit unveränderten Merkmalen in den Sierren zwischen R. Pecos und R. Grande auftritt und von Presidio del Norte bis Tampico,

d. i. bis fast 22° theilnimmt an der Faltung der östlichen Sierren von Mexico. Durch Aguilera erfahren wir, dass sie bis in das nördliche Coahuila sich erstreckt.

Nach R. Hill hat hier wie in den Rocky Mts. (und auch in einem guten Theile des Zwischengebirges) die letzte Faltung nach Laramie und vor dem Eocän stattgefunden. Sie war nach Hill's Zeichnung bei Lampazos (W. von Laredo am R. Grande) gegen Ost gerichtet. Das Eocän von Laredo führt die bezeichnende Veneric. planicosta.[55]

Die genauen Profile, die Böse in Veracruz gegen W. bis unter die Ausläufer des Pic von Orizaba geführt hat, zeigen verschiedene Abtheilungen der Kreide, die schuppenförmig in der Richtung gegen das Meer überschoben sind.[56]

Die Gesammtheit der S. Madre oriental besteht, so weit sie bekannt ist, aus den gereihten freien Enden zahlreicher Ketten, die gegen O. und NO. gefaltet sind.

Von abweichender Beschaffenheit ist die Sierra Madre del Sur. In Cap Corrientes beginnend, streicht sie als ein breiter, nach Nord leicht concaver Zug von sehr alten Felsarten gegen OSO. durch Michoacan, Guerrero, Oaxaca, Tehuantepec und Chiapas. Sie ist ohne Zweifel die wichtigste Leitlinie von Mexico.

Ein von Aguilera und Böse im J. 1900 dem geologischen Congresse von Paris vorgelegtes Profil Acapulco-Veracruz zeigte bei Acapulco eine Zone von Gneiss und Glimmerschiefer, etwa 70 Kilom. breit, dann Kreide, dann eine zweite Zone von Gneiss, hierauf lacustres Tertiär und wieder Kreide, wieder Glimmerschiefer, auf dem Plateau (2000 M.) grosse Gypsablagerungen, junge Eruptiv-Gesteine, insbesondere Andesit, Spuren der pflanzenführenden Trias, nochmals Gneisse, darunter vielleicht auch jüngere, dann Granit bei Ocatlan und wieder Kreide.

Das Profil, welches Felix und Lenk von Puerto Angel in Oaxaca nordwärts über die S. de Cimaltepec und S. de Ejutla gezogen haben, gibt dem südlichen und wichtigsten Hauptzuge eine sehr grosse Breite; die Höhe reicht über 3000 M.[57]

Die S. Madre occidental ist hienach ein vulcanisches Tafelgebirge, welches eine unterliegende gefaltete Kette fast völlig deckt und gegen die S. Madre del Sur einschwenkt. Die Meseta Central ist ein nach Art des Basin Ranges gebautes und eingebrochenes Faltenland. Die Sierra Madre oriental besteht aus

den Enden der Faltenzüge der Meseta Central. Die Sierra Madre del Sur ist dagegen ein leicht bogenförmiger, breiter Zug von Gneiss und anderen alten Felsarten.

Vor der S. Madre del Sur liegt schräge über Mexico die 70—100 Kilom. breite Zone der jungen Vulcane. Ihre Laven sind Andesite und Basalte. Ihre Aufschüttungen haben das umliegende Land sehr erhöht.

Humboldt meinte, diese Vulcane seien auf einer Querspalte aufgestiegen. Felix und Lenk, die 1888 und 1889 Mexico bereisten, wichen insofern von Humboldt ab, als sie einem Abfalle, der von Westen her etwa bis zum Popocatepetl das Plateau gegen Süden begrenzt, die Bedeutung eines Bruches oder einer Verwerfung zuschrieben, und eine gegen OSO. verlaufende, beiläufig diesem Abfalle entsprechende Hauptlinie vulcanischer Thätigkeit annahmen, an die sich von Norden her mehr oder minder unter einem rechten Winkel eine grössere Anzahl von Nebenspalten anschliesse. Von diesen wären wohl die beiden Linien Tlamacos—Tlaxcala—Iztaccihuatl und Popocatepetl, dann Cofre di Perote — Pico de Orizaba die auffallendsten.[58]

Dieser Auffassung wurde entgegengehalten, dass sie einzelne grosse Vulcane des Plateau, wie Malinche, dann den entfernteren V. von Tuxtla unberücksichtigt lasse oder auf Nebenspalten verweise, und dass Colima, Tancitaro, Jorullo u. A. überhaupt südlich von dem Abfalle liegen. So hat Sapper im J. 1893 nur zwei Hauptlinien, eine lange nördliche, vom V. de S. Juan in Tepic bis zum V. von Tuxtla, und eine kurze südliche, von der Bufa bis zum Jorullo, aber keine Querlinien angenommen.[59]

Heilprin hatte im J. 1890 gefunden, dass im Osten bei Orizaba, im Südosten über Tehuacan hinaus und im Süden im Staate Morelos die gefalteten Kreidekalke unter den Aufschüttungen der Vulcane, namentlich unter den Ausläufern des P. de Orizaba und des Popocatepetl hervortreten und er folgerte, dass ein Abbruch überhaupt nicht vorhanden sei, sondern dass die Vulcane den unter ihnen fortstreichenden Falten der Kreideformation aufgesetzt seien.[60] Zu einem ähnlichen Ergebnisse ist auch Böse gelangt. Nach seinen Darstellungen würden die grossen Vulcane eher dem Streichen der quer an die S. Madre herantretenden cretacischen Faltenzüge entsprechen. Ueberhaupt sei die Steilheit der Abfälle überschätzt worden.

Einzelne Maare sind vorhanden, an denen man keinerlei Bruch bemerkt. Nichtsdestoweniger wird die Möglichkeit von Spalten nicht geläugnet. Insbesondere wird als Beispiel wieder die Querlinie angeführt, die mit dem Popocatepetl endet, und Böse vermuthet, dass auf dieser Linie die Ausbruchstelle vom Ixtaccihuatl (4800 M.) durch einen zwischenliegenden Krater bis zum Popocatepetl (5425 M.) südwärts gewandert sei. „Se puede con multa probilidad denominarla un volcan con cratér que camina", sagt Böse.[61]

Die Beurtheilung der Sachlage ist durch viele Umstände erschwert. Mit der Höhe der Vulcane nimmt die Ausdehnung der Grundfläche zu und mit dieser die Verhüllung des Unterbaues. In einer bis 100 Kilom. breiten, überdeckten Zone öffnet sich dann dem freien Ermessen ein allzu weiter Spielraum. Wir halten uns zuerst an die allgemeine Thatsache, dass eine breite Zone von hohen Feuerbergen quer über Mexico zieht.

Gewiss quer im topographischen Sinne. Viel schwieriger wäre der Nachweis, dass auch im tektonischen Sinne die Richtung quer liege. Die vulcanische Zone ist ziemlich parallel der S. Madre del Sur. Auch Böse hat diesen Umstand bemerkt. Ihr Gneiss streicht WNW.; wenn man Cap Corrientes als dem NO.-Rande angehörig ansieht, wird die Richtung W. zu N. Das herrschende Streichen der cretacischen Falten ist nur ausnahmsweise bei Parras und Mazapil WNW. bis W., sonst herrscht etwa N. 30—40° W. Mit Str. N. 30° W. hat sie auch Böse bis unter die Ausläufer des Pico de Orizaba verfolgt.

Aguilera und Ordoñez vermutheten in diesem Zusammentreffen zweier Streichrichtungen der Faltung eine Ursache des Hervortretens der Vulcane.[62] Diese ausgezeichneten Kenner des Landes sehen, wie gesagt, in der S. Madre del Sur die Fortsetzung Nieder-Californien's, in dem californischen Busen die Fortsetzung des Thales des Sacramento und sie vergleichen folgerichtig dieses Zusammentreffen der beiden Streichrichtungen mit einem Zusammentreffen der Sierra Nevada und der Basin Ranges mit den Coast Ranges.

Es scheint auch in der That bis in die südlichen Kreideberge bei Tehuacan N. 30° W. zu herrschen, so z. B. bei Cuernavaca in Morelos. Dabei gibt es aber unerwartete Ausnahmen. Böse traf S. von Orizaba eine Anticlinale mit Str. N. 70 W. und es

fehlt nicht an weiteren Beispielen.[63] Desshalb muss die Frage gestattet sein, ob nicht die Enden der cretacischen Sierren in die Richtung der S. Madre del Sur einschwenken, und Aguilera's Beschreibung der Gegend von Tehuacan, wo Kreide und Glimmerschiefer mit gleichem Streichen zusammentreten, scheint diese Frage zu bejahen. Im Allgemeinen darf aber nicht übersehen werden, dass den alten Felsarten in Mexico weithin pflanzenführende Trias und verschiedene Stufen der Kreide autochthon auflagern und dass sie folglich einen alten Bau darstellen.

Wie dem aber auch sein mag, muss doch festgehalten werden, dass zwischen den vulcanischen Massen der S. Madre occidental und der jungvulcanischen Zone bis an die atlantische Küste eine Grenze nicht besteht. Die alten Felsarten von Nied.-Californien und der S. Madre del Sur beschreiben einen gegen NO. concaven Bogen und die Vulcane beschreiben schon von Sonora her denselben Bogen, mit dem Unterschiede, dass jene des Westens erloschen sind. Im Sinne der S. Madre del Sur und der ältesten Gesteine ist daher die Vulcan-Zone keine Querlinie, sondern eine streichende Zone. Ob sie es auch für die cretacischen Sierren ist, mögen weitere Forschungen entscheiden.

Es ist im Gegensatze zu den Erfahrungen auf Hokkaido, in den Aleuten und solchen, die aus Süd-America vorzulegen sein werden, ziemlich auffallend, dass Einschaltungen von Tuffen in ältere, z. B. in die benachbarten cretacischen Sedimente hier nicht erwähnt werden.

Schichtfolge des Zwischengebirges. Zu wiederholten Malen ist bemerkt worden, wie Theile der Rocky Mts. in gegen SSO. gerichtete Kulissen auslaufen, und wie im Westen kulissenartige Sporen gegen NW. in den pacifischen Ocean vortreten. Das tektonische Element, das hier vorläufig das Zwischengebirge genannt worden ist, kennzeichnet sich zuerst an den Rändern des Plateau des Kupfer-Flusses, unter den Laven der Südseite der Wrangell-Vulcane und im Scolai-Gebirge. Im Alexander-Archipel gehen die Merkmale des gegen den Ocean vorliegenden Elias-Gebirges verloren und nun umfasst das Zwischengebirge den columbischen Granodiorit und das Interior-Plateau. Es versinkt zum nicht geringen Theile unter den Laven von Washington und Oregon, tritt an der Grenze von Oregon und

Idaho mit den gleichen Merkmalen wieder hervor, umfasst in Nevada und Utah das ganze abflusslose Gebiet von der Sierra Nevada bis zum Wahsatch und wird in Arizona und dem südlichen Californien durch das Colorado-Plateau und die pacifische Küstenkette eingeengt, vielleicht sogar unterbrochen. Südlich vom Colorado-Plateau tritt es in grosser Breite, ostwärts sogar bis an den Pecos reichend, wieder hervor. Scharf trennen sich hier seine gefalteten Sierren von den Tafeln von Texas, obwohl der Kreidekalk in beiden derselbe ist. Es nimmt dann die ganze Mitte von Mexico bis zur Sierra Madre del Sur ein und erreicht endlich, nachdem das Streichen aus S. und SSO. sich mehr gegen SO. gewendet hat, zwischen 19° und 26° das atlantische Ufer.

Das Zwischengebirge hat mit den Caledoniden und den Sahariden das Kennzeichen gemein, dass sich seine langen Falten nicht zu einer Hauptkette sammeln. Diese sind, so weit überhaupt eine Richtung der Faltung kennbar ist, im Norden gegen W. bis SW. bewegt und im 49. Breitegrade scheint diese Bewegung noch bis in die westlichsten Theile der Rocky Mts. kennbar zu sein. Noch in der S. Nevada ist Ueberfaltung gegen WSW. vorhanden; vom nördlichen Mexico an herrscht ebenso deutlich die entgegengesetzte Richtung gegen O. und NO. Streichende Brüche durchschneiden den Bau, der an ihnen oft in lange Streifen zerlegt ist, oft auch zu tiefen Gräben absinken mag (Owen's Valley, Death Valley, Bolson de Mapimi). Eruptiv-Gesteine treten an ihnen hervor. Das Zwischengebirge umfasst ausser dem granodioritischen Batholithen von Columbien, zu dem wir die ganze Reihe der Cascaden zählen möchten, auch die Batholithen von Idaho und der Sierra Nevada. Seine Schichtfolge ist zwischen Ober-Carbon und Kreide vollständiger als in den Grenzgebieten.

Die Ostgrenze dürfte im Norden durch die Gneissmassen der W.-Seite der Rocky Mts. gegeben sein. Weiter im Süden ist sie ausgeprägt im Abbruche des Wahsatch-Gebirges und dem W.-Rande des Colorado-Plateau.

Die Westgrenze scheint von 41° 39′ an gegeben durch die krystallinischen Felsarten des pacifischen Küstengebirges (Californische Coast Ranges, Nieder-Californien, Marien-Inseln, Sierra Madre del Sur).

Vom pacifischen Ufer schräge über den ganzen Continent zum atlantischen Ufer herüberziehend, gibt das Zwischengebirge einige Gelegenheit zur Betrachtung der älteren Beziehungen dieser beiden Weltmeere.

Schon im äussersten Norden, im Nutzotin-Gebirge, N. von Wrangell, liegt über dem Nikolai-Diabas obercarbonischer Fusulinen-Kalk mit Productus cora, dann marines Perm und der obercarbonische Kalkstein dürfte durch das ganze Gebiet des Zwischengebirges vorhanden sein. Er fehlt auch nicht in der Enge von Arizona. Er ist auf dem südlichen Theile des Central-Plateau mächtig entwickelt und ebenso in den Sierren des Rio Grande.

In Texas erscheint in dem Fenster der cretacischen Tafelberge unter der flach gegen O. geneigten europäischen Kreide das flach gegen W. geneigte Ober-Carbon und das pacifische, zum Theil marine Perm. Die rothen Schichten des letzteren bilden noch in breiten „Plaza's" die flache Wasserscheide zwischen Canadian River und Pecos und treten gypsführend auch in die Schichtfolge der nächstgelegenen Sierren von Neu-Mexico ein.

Es ist kaum anzunehmen, dass das texanische Perm von Osten her seine Fauna erhalten habe; eine Verbindung auf dem Wege des Zwischengebirges ist aber dermalen auch nicht nachweisbar.

Die marine Trias tritt von Norden her in dieses Gebiet mit grosser Breite ein, erreicht die Rocky Mountains und gelangt sogar bis an ihren östlichen Rand. In den Vereinigten Staaten hat Perrin Smith ihre Gliederung und Verbreitung erforscht. Hier reicht sie vom Meere landeinwärts bis Idaho und dringt dann mit keilförmigem Umrisse nach Süden. Der südlichste Punkt ist ein zweifelhaftes Auftreten in der Sta Ana-Kette, Calif. (33—34°), das zugleich ein Uebergreifen auf die Coast Ranges anzeigen würde; in guter Entwicklung ist die Trias bis Inyo Cty. (36° 30′—37° 30′) bekannt. Die Fauna der unteren Trias weist auf arktisch-pacifische Verwandtschaft, die mittlere verbindet arktische und europäisch-indische Formen. Die obere Trias mit zahlreichen europäischen Arten in der karnischen Stufe (Zone des Tropit. subbullatus) weist auf alpin-indische, insbesondere auf alpine Herkunft. Nichtsdestoweniger hält P. Smith, bei der minder vollständigen Kenntniss der indischen Fauna, die

Herkunft aus Indien für wahrscheinlicher. Dafür würde auch die Umfassung eines grossen Theiles des westlichen Mittelmeeres durch Trias von germanischer Entwicklung sprechen.[64]

Südlich von der Enge von Arizona erscheint in Zacatecas obere Trias.

Rhätische Meeresablagerungen sind weder im Norden noch im Süden bekannt.

Lias wird von mehreren Stellen im Zwischengebirge angeführt; in Mexico dringt er von der atlantischen Küste zum mindesten bis Querétaro in das Land.

Vom Jura wurde in Alaska, und zwar in Cook's Einlass und Schelikof-Strasse, die Kelloway-Stufe mit Macrocephalites und Cadoceras angeführt. Eine vereinzelte Stufe, die man der Oxford-Stufe mit Cardioc. cordatum gleichstellen darf, vollzieht eine selbständige Transgression. W. N. Logan hat eine Karte ihrer Verbreitung entworfen.[65] Sie tritt vom pacifischen Meere her bis zur Fuca-Strasse herab in das Land und nimmt einen Raum ein, der jenem der Trias nicht ganz unähnlich ist, aber weiter gegen Ost liegt, und über die Rocky Mts. greift. Von der Mitte Oregon's reicht das Gebiet gegen Ost bis in die Black Hills, Dakota, und gegen Süd bis an den S. Clara-Fluss (SW.-Utah, nahe 37°). An den beiden letzten Stellen sieht man das beginnende Auskeilen der Transgression zwischen gypsführenden und anderen Sedimenten; die Grenze ist hier nicht fern. Noch im Wahsatch wurden hieher gehörige Gastropoden und Bivalven gefunden.[66] Bemerkenswerth ist, dass diese selbständige Transgression augenscheinlich aus NNW. gekommen ist, und dass die Rocky Mts. ihr eben so wenig eine Grenze waren, als der Trias.

Das wichtigste und eigenartigste Glied des Jura sind die Radiolarien-Gesteine, die in den californischen Coast Ranges auf viel älterem Gestein lagern, und die ihnen in der Regel gleichgestellten Mariposa-Schichten der Sierra Nevada. Diese letzteren sind die Aequivalente der oberjurassischen Aucellen-Schichten Russland's.

Suchen wir nun den Jura in Mexico auf.

Mittlerer Jura wird nicht erwähnt, aber von Oaxaca bis zum Rio Grande tritt über die atlantische Küste oberer Jura, der Kimmeridge- und Portland-Stufe angehörend. Er reicht bis

Durango und am Rio Grande (Malone) überschreitet er den 105. Meridian.

Burckhardt's Studien in Mexico und in den Anden zeigen, dass bei Mazapil (S. Luis de Potosi) sich zwischen die Kimmeridge-Schichten von westeuropäischem Typus eine Lage mit den russischen Aucellen (wohl die Fortsetzung der Mariposa-Schichten Californien's) einschaltet, dass ein Virgatites noch an der Basis des Portland auftritt — und ferner, dass auch O. vom Passe Tinguiririca in den Anden, d. i. um etwa 62 Breitegrade südlicher, sich die russischen Typen (Virgatites) in ähnliche Horizonte des obersten Jura einschalten.

In der Kreide trennt sich in Mexico noch deutlicher als im oberen Jura ein pacifisches von einem atlantischen Gebiete.

Das pacifische Gebiet entfernt sich nicht allzu weit von der Küste. Es zeigt sich in Alaska, auf den Qu. Charlotte-Inseln, auf Vancouver und dem benachbarten Festlande, in S. Oregon und Californien. Seine Schichtfolge beginnt mit dem Neocom (Knoxville-Stufe, Aucella crassicollis). Wo die Lagerung genauer bekannt ist (Südseite der Wrangell-Vulcane, Qu. Charlotte-Inseln, Californische Coast Ranges[67]), trennt eine Discordanz das Neocom von seiner Unterlage.

Die folgenden Stufen (Horsetown und Chico) greifen, ausser in Alaska, wo sie bisher nur pflanzenführend bekannt sind, transgredirend über das Neocom hinaus, am weitesten Chico (Senon). Von den Qu. Charlotte-Inseln und Vancouver dringt die Kreide südwärts gegen den Puget Sund vor und dabei nimmt in den höheren Schichten die Zahl der japanischen, indischen und europäischen Arten zu.

Diller und Stanton haben eine Karte der Verbreitung dieser beiden Stufen in den südlichen Strecken entworfen.[68] Die Horsetown-Gruppe greift vom Meere her im Puget Sund, dann ein zweites Mal von der Mündung des Columbia-Flusses bis nahe von Cap Blanco und ein drittes Mal vom Klamath-Flusse über die Länge der californischen Coast Ranges bis S. Barbara in das Land. Die Chico-Stufe greift über alle drei Bezirke der Horsetown-Stufe hinaus. Ihre Grenze zieht von der Fuca-Strasse bis über die Mitte von Oregon in das Land hinein, weicht dann an den westlichen Fuss der Sierra Nevada zurück und folgt diesem gegen Süden.

Das atlantische Gebiet der Kreide ist in gleicher Weise durch das Uebergreifen der jüngeren Stufen gekennzeichnet. In Mexico ist die Schichtfolge am vollständigsten; das Neocom scheint sich über fast die ganze Breite des Landes bis Sonora zu erstrecken. Dann folgt der mächtige Mantel der mittleren und oberen Kreide, vom atlantischen bis zum pacifischen Ocean. In Coahuila erscheint im Unter-Senon von Jamaica her die Rudisten- und Actaeonellen-Facies der Gosau. Die brackische Laramie-Stufe tritt aus NO. bis über Tamaulipas vor und liegt in N. Coahuila über den Gosau-Schichten.

In Texas sind die tieferen Glieder nur durch die Trinity-Sande mit der Wealden-Flora und durch Spuren der Apt-Stufe vertreten. Die Kalktafeln entsprechen der mittleren und oberen Kreide. Von hier aus geht die cretacische Transgression durch das Prairie-Land gegen Nord bis in das Gebiet des Mackenzie, aber an ihrer Basis fehlen Neocom und Gault. Nachdem das Meer so weit vorgetreten war, haben die concentrischen Zonen tertiärer Sedimente am untersten Mississippi sich als die Spuren seines Rückzuges an einander gereiht.

Die untere Potomac-Flora, die am atlantischen Küstensaume von Maryland bis in das westliche Canada verfolgt wurde, und deren Spuren vielleicht sogar die Flötze jenseits Cap Lisburne am Eismeere begleiten, ist gleichzeitig mit der negativen Phase, welche die Cyrenen-Mergel und die Flora des Wealden von der Weichsel bis an die atlantischen Küsten Europa's anzeigen. Von allen Stufen der Kreide erreicht nur das Senon in Maryland diesen Ufersaum, so wie es allein in Grönland eintrifft und weit im Osten allein über den Aral-See hinausgreift.

So höchst unvollständig dieses Bild des Ineinandergreifens der beiden genannten Vorgänge und der alten Ufer überhaupt ist, lässt es immerhin ahnen, wie ein Continent allmählig Zusammenhang gewinnt. Dabei erscheint das Zwischengebirge als ein tektonisches Element eigener Art, mehr ein Gebiet der Senkung und der wiederholten Ueberfluthung als einer einheitlichen Kette. Man könnte einen Vergleich mit der Tethys versuchen; ihre mesozoischen Faunen breiten sich mit wunderbarer Gleichartigkeit vom südlichen und mittleren Europa bis zu den Sunda-Inseln aus, während das Zwischengebirge, arktisch-pacifische und subtropisch-atlantische Gebiete verbindend, fremdartige

Elemente zusammenführt und wahrscheinlich an der Enge von Arizona zeitweise unterbrochen war.

Vor Jahren ist von dem grossen Botaniker Asa Gray betont worden, dass Wanderungen der Floren und der Landfaunen, die das Klima veranlasst, in N.-America leichter zu beobachten seien als in Europa, weil die Gebirge und Flüsse N.-America's und mit ihnen die Wege der Wanderungen mehr die meridionale Richtung einhalten, während die Alpen von West nach Ost ziehen. Der Fall ist nicht unähnlich und mancher Aufschluss über die wahre Natur der mesozoischen Stufen darf hier erhofft werden.

Endlich ist hervorzuheben, dass von dem Beginne der californischen Coast Ranges an durch alle Fortsetzungen und durch die ganze S. Madre del Sur bis zur atlantischen Küste mit Ausnahme einer Angabe aus Sonora jeder Bericht über das Erscheinen der mächtigen altpalaeozoischen Sedimente des Ostens fehlt. Die ganze palaeozoische Epoche ist nur durch das seltene Auftreten von Ober-Carbon vertreten, während sonst nur mesozoische Sedimente an die kristallinischen Felsarten herantreten. Die Bedeutung dieses allerdings nur negativen Merkmals erhöht sich durch die stellenweise autochthone Auflagerung, z. B. der Bronces-Stufe auf krystallinische Felsarten.

Aus den bisherigen Angaben geht hervor, dass mitten in den Basin Ranges die mächtige altpalaeozoische Serie des Ostens plötzlich nahe 117° endet (I, 744). Sie dringt dann gegen die Mohave-Wüste vor und auch in den Klamath-Bergen ist Devon erwähnt worden.

# Anmerkungen zu Abschnitt XXI: Das Erscheinen der Anden.

1 J. S. Diller, Topogr. Development of Klamath Mts.; U. S. Geol. Surv. Bull. 1902, No. 196; 69 pp., Karte; auch dess. Geol. of Lassen's Peak Distr.; ebendas. Ann. Rep., 1889, VIII, p. 395—432, Karten; auch Karte ebendas. XIV, 2, p. 414, pl. XLV u. an and. O.

2 Turner and Lindgren, Marysville Folio, 1895.

3 Diller, Mesoz. Sediments of SW. Oregon; Am. Journ. Sc., 1907, 4. sér., XXIII, p. 402—421; eine etwas abweichende Darstellung bei Louderback, Journ. Geol., 1905, XIII, p. 514—555. Auch pflanzenführender mittlerer Jura tritt auf; L. Ward, Status of Mesoz. Flora's of the U. S. 1905, Monogr. XXXVIII, p. 47—151. Sie wiederholen sich bei Oroville, Cal. Ueber die Lagerung fehlen mir neuere Angaben.

4 G. F. Kay, Nickel Depos. of Nickel Mt., Or.; U. S. Geol. Surv. Bull., 1907, No. 315, p. 120—127. Einschlüsse von Radiolarien-Gestein in Serpentin und Metagabbro verzeichnet Diller im Roseburg.-Folio, 1898; hier wird blauer Amphibolschiefer in der Aucellen-führenden Myrtle-Formation angeführt. — Für Awaruit Jamieson, Am. Journ. Sc., 1905, 4. sér., XIX, p. 413—415. — Für Glaukophan Nutter und Barber, Geol. Journ., 1902, X, p. 738—744, auch insbes. Louderback, am ang. O., p. 534, und Carey und Miller, Geol. Journ., 1907, XV, p. 152—169 (vgl. Ransome, Anm. 10).

5 Diller, Bragdon Formation; Am. Journ. Sc., 1905, 4. sér., XIX, p. 379—387; O. H. Hershey, Some W. Klamath Stratigraphy; ebendas. 1906, XXI, p. 58—66. Es würde, wenn ich nicht irre, ein Theil von Diller's vortriasischer Intrusiv-Zone in jene Zone fallen, die auf Fig. 34 den weit jüngeren Cascaden zugewiesen ist.

6 Turner, Ann. Rep., 1894, XIV, 2, p. 457, 486. Eine Uebersichtskarte des ganzen Batholith gibt ders. ebendas. 1896, XVII, 1, p. 532, pl. XVIII.

7 A. C. Lawson, Cordilleran Mesoz. Revolution; Journ. Geol., 1893, I, p. 579—586.

8 Ders., Prelimin. Report of the State Earthquake Commission; $8^0$, 1906, 17 pp.

9 G. F. Becker, Geol. of the Quicksilver-Deposits of the Pacif. Slope; U. S. Geol. Surv. Monogr. XIII, 1888, an viel. Orten.

10 A. C. Lawson, Sketch of the Geol. of the S. Francisco Peninsula; U. S. Geol. Surv. Ann. Rep. XV, 1895, p. 399—476, Karte; Leslie Ransome, Geol. of Angel Isl.; Univ. Calif. Bullet. Dep. Geol., 1894, I, p. 193—240; G. H. Ashley, Neocene Stratigr. of the S. Cruz Mountains of Calif.; Proc. Cal. Acad. Sc., 1895, 2. ser., V, p. 273—376, Karte; Lawson and C. Palache, Berkeley Hills, a Detail of Coast Range Geology; Univ. Cal. Dep. Geol., 1902, II, p. 349—450, Karte; Rod. Crandall, Geol. of the S. Francesco Penins.; Proc. Am. Phil. Soc., 1907, XLVI, p. 1—55, Karte.

11 H. W. Turner, The Geol. of M. Diablo, Calif.; Bull. Geol. Soc. Am., 1891, II, p. 383—414, Karte; für die Orographie z. B. das Kärtchen bei Eldridge, p. 366, pl. XLIV.

12 H. W. Fairbanks, Review of our Knowledge of the Geol. of the Calif. Coast Ranges; Bull. Geol. Soc. Am., 1894, VI, p. 71—102; auch Lawson, Geol. of the Carmelo Bay; Univ. Calif.; Bullet. Dep. Geol., 1893, I, p. 1—59, Karte; Bailey Willis, Some Coast Migrations; S. Lucia Range, Cal.; Bull. Geol. Soc. Am., 1900, XI, p. 417—432, Karte; E. F. Nutter, Sketch of the Geol. of Salinas Valley; Geol. Journ. 1901, IX, p. 330—336.

13 Die Leitlinien dieser Strecke in R. Arnold und Rob. Anderson, Prel. Rep. on S. Maria Oil Distr.; U. S. Geol. Surv. Bull., 1907, No. 317, 66 pp., Karte.

14 M. R. Campbell, Reconnoiss. of the Borax Deposits of Death Valley and Mohave Desert; U. S. Geol. Surv. Bull. No. 200, 1902, 23 pp., Karte; auch E. W. Claypole, S. Madre near Pasadena; Bull. Geol. Soc. Am., 1901, XII, p. 494.

15 S. H. Ball, Geol. Reconn. in SW. Nevada and E. California; U. S. Geol. Surv. Bull. 1907, No. 308, 218 pp., Karte.

16 C. D. Walcott, Lower Cambrian Rocks in E. Calif.; Am. Journ. Sc., 1895, 3. ser., XLIX, p. 141—144; dess. Appalachian Type of Folding in the White Mount. Range of Inyo Cty., Cal.; ebendas. p. 169—174. White Mts. sind die Ostseite des Grabens von Owen Valley.

17 A. C. Lawson, Post-Pliocene Diastrophism of the Coast of S. Calif.; Univ. of Calif., Bull. Dep. of Geol., 1893, I, p. 115—160; W. S. Tangier Smith, Geol. of S. Catalina Isl.; Proc. Cal. Acad. Sc., 1897, 3. sér., I, p. 1—71, Karte; dess. Geol. Sketch of S. Clemente Isl.; Ann. Rep. U. S. Geol. Surv., XVIII, 2, 1898, p. 461—496, Karte; dess. Topogr. Study of the Isl. of S. Calif.; Univ. Calif., Bull. Dept. Geol. 1900, II, p. 179—230, Karte; ders. und R. Arnold, Mar. Pliocene and Pleistoc. Stratigraphy of the Coast of S. Calif.; Journ. Geol. Am., 1902, X, p. 117—138.

18 S. Pedro ist bis 366 M. in Terrassen getheilt, S. Clemente bis 402 M.; der Umstand, dass die zwischenliegende Insel S. Catalina keine Abstufungen oder nach T. Smith nur einige Spuren in tieferen Horizonten besitzt, hat Lawson zur Annahme selbständiger tektonischer Bewegungen geführt. Shaler (Bull. Geol. Soc. Am., 1895, VI, p. 141—166) hat den Widerspruch gefühlt und hat Bewegungen der Strandlinie (etwa im Sinne von Strabo oder Chambers) angenommen.

19 S. F. Emmons and G. P. Merrill, Geol. Sketch of Lower Calif.; Bull. Geol. Soc. Am., 1894, XV, p. 489—514, Karte; insbes. p. 513; auch Merrill, Notes on the Geol. and Nat. Hist. of the Penins. of Low. Calif.; Rep. of the U. S. Nat. Mus. Washington (for 1895) 1897, p. 969—994.

20 W. Lindgren, Notes on the Geol. of Baja Calif.; Proc. Calif. Acad. Sc., 1889, 2. ser., I, p. 173—196; Mc Dougal, Delta of the Colorado; Bull. Am. Geogr. Soc., 1906, p. 1—16, Karte; W. T. Lee, Geol. of the low. Colorado Riv.; Bull. Geol. Soc. Am., 1906, XVII, p. 275—284, Karte, u. an and. O.

21 Ch. A. White, Mesoz. and Cenoz. Paleontol. of Calif.; U. S. Geol. Surv. Bull. No. 15, 1885, p. 30. Allerdings ist die Verschiedenheit von Texas gross, aber gerade in den Lagen mit Corallioch. Orcutti ist eine gewisse allgemeine Aehnlichkeit mit der oberen Kreide der Tethys, namentlich den Gosau-Schichten, bemerkbar, wie diess auch White selbst angibt; ders. New Cret. fossils from Calif.; ebendas. No. 22, p. 9.

22 Lindgren, Proc. Calif. Acad. Sc., 1893, 2. sér., III, p. 25—33.

23 Edm. Fuchs, Note sur les gîtes cuivreux de Boléo; Bull. soc. géol., 1886, 3. sér., XIV; für die Laven dieser Gebiete: Et. Ritter, Etude de quelques roches érupt. de la Basse-Calif.; Arch. des Sc. phys. et nat., 1895, 3. pér., XXXIII, p. 330—344.

24 Gust. Eisen, Explor. in the Cape Region of Baja Calif. in 1894; Proc. Calif. Acad. 1896, 2. sér., V, p. 732—778, insbes. p. 754, Karten; vgl. eine Abbildung bei Diguet, Ann. de Géogr., 1900, IX, p. 246, pl. XI.

25 Bosquejo geol. de Mexico; Bol. Instit. geol. de Mex., No. 4, 5, 6, 1897; Ordoñez, p. 51; Aguilera, p. 189.

26 Lester F. Ward, Status of the Mesoz. Flora's of the Un. States; U. S. Geol. Surv. Ann. Rep., 1900, XX, 2, p. 211—430, insbes. p. 320 u. folg., und Monogr. XLVIII, 1905, p. 13—46.

27 W. M. Fontaine and F. H. Knowlton, Notes on triassic Plants from N. Mexico; Proc. U. S. Nat. Museum for 1890, XIII, p. 281—285. Clar. E. Dutton, Tert. History of the Gr. Cañon Distr.; U. S. Geol. Surv. Monogr. II, 1882, p. 14—15; ders. Mt. Taylor and the Zuñi Plateau; Ann. Rep., 1886, VI, p. 109—198, Karten, insbes. p. 118, pl. XII; C. L. Herrick, The Geol. of the environs of Albuquerque, N. Mex.; Am. Geologist, 1898, XII, p. 26—43, und dess. Rep. on a geol. Reconnoiss. in W. Socorro and Valencia Cties, N. Mex.; ebendas. 1900, XXV, p. 331—346, Karten. Eine eigentümliche Darstellung der südwestlichen Ketten gibt J. E. Spurr, Orig. and Structure of the Basin Ranges; Bull. Geol. Soc. Am., 1901, XII, p. 217—270, Karte.

28 F. L. Ransome, Geol. of the Globe Copper Distr., Ar.; U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. No. 12, 1903, 168 pp., Karten, insbes. p. 10, 14—16; W. Lindgren, The Copper

Depos. of the Clifton-Morenci Distr., Ar.; ebendas. No. 43, 1905, 375 pp., Karten, insbes. p. 51 u. folg.

29 Iron Mt. bei Siam; Darton, Journ. Geol., 1907, XV, p. 470—473.

30 C. R. Keyes (Structures of Basin Ranges; Journ. of Geol., 1905, XIII, p. 63—70) sagt, die Faltung sei vorcretacisch; ich folge den Angaben von Stanton in Cragin's Schrift über Malone.

31 F. W. Cragin, Paleont. of the Malone Jurass. Formation of Texas; U. S. Geol. Surv., Bull. No. 266, 1905, 109 pp., Karte.

32 C. L. Herrick, Geol. of the White Sands of New Mexico; Journ. of Geol. Am. 1900, VIII, p. 112—126, Karte.

33 R. S. Tarr, Recent Lava-Flow in N. Mexico; Am. Naturalist, 1891, p. 524—527.

34 T. Wayl. Vaughan, Reconnoiss. in the Rio Grande Coal Fields of Texas; Bull. U. S. Geol. Surv., 1900, No. 164, 100 pp., Karte.

35 Aug. Heilprin, Geol. and Paleont. of the Cretac. Deposits of Mexico; Proc. Acad. Nat. Sc. Philadelph., 1890, p. 445—469.

36 J. G. Aguilera, Bosquejo Geol. de Mexico; Bol. Inst. geol. Mex., No. 4, 5, 6, 1897, 207 pp., Karte, und dess. Sobre las Condicion. tectónicas de la Republ. Mexic.; $8^0$, Mexico, 1901, 34 pp.

37 E. T. Dumble, Notes on the Geol. of Sonora, Mex.; Trans. Am. Inst. Min. Eng., 1899, 31 pp.

38 Dumble, am ang. O., und ders. Triassic Coal and Coke of Sonora; Bull. geol. Soc. Am., 1900, XI, p. 10—14.

39 Aguilera, Bosquejo, p. 202.

40 J. S. Newberry, Rhaetic Plants from Honduras; Am. Journ. Sc., 1888, 3. ser., XXXVI, p. 342—351; Taeniopteris glossopteroides Newb. u. Nilssonia polymorpha Nath. Viele generische Uebereinstimmung verbindet diese Flora mit jener von Los Bronces in Sonora.

41 Gabb in Geol. of California, I, p. 28: Panopaea? Ueber der Barranca-Stufe beschreibt Dumble in Sonora andesitische Laven, die älter wären als die Kreide, als Lista Blanca-Stufe. Mir fehlt weitere Bestätigung andesitischer Eruptionen aus dieser Zeit.

42 C. Burckhardt et Salv. Scalia, Faune Marine du Trias sup. de Zacatecas; Bol. Inst. geol. Mex., 1905, Num. 21, 41 pp.

43 Em. Böse, Lias in Mexico; Zeitschr. deutsch. geol. Ges., 1898, S. 168—175.

44 Nikitin, Neu. Jahrb. f. Min., 1890, II, S. 273; A. del Castillo y J. G. Aguilera, Fauna Fos. de la Sierra de Catorce; Bol. Com. geol. Mex., 1895, I; Felix in J. Felix und H. Lenk, Beitr. z. Geol. und Palaeont. der Republik Mexico; 3 Theile, 1889—99; II, 1899, S. 164.

45 C. Burckhardt, Géol. de la S. de Mazapil; Guide X. Congr. géol. 1906, No. XXVI, 40 pp., Karten, und dess. La Faune Jurass. de Mazapil; Bol. Inst. geol. Mex., 1906, No. 23, 216 pp.

46 Felix am ang. O., III, 1891 (Palaeontographica, Bd. XXXVII), S. 140 u. folg.

47 Ordoñez, Le Jorullo; Guide X. Congr. géol., 1906, No. XI, 54 pp., Karte.

48 W. H. Weed, Notes on a Section across the Sierra Madre Occ. of Chihuahua and Sinaloa, Mex.; Bull. geol. Soc. Am. 1902, 15 pp., und ders. Notes on cert. Mines of Chihuahua, Sinaloa and Sonora, Mex.; ebendas. 1902, 48 pp. Einzelheiten über Parral geben P. Waitz, Guide X. Congr. géol., 1906, No. XXI, 21 pp., Karte, und Robles, ebendas. No. XXII; in übereinstimmender Weise beschreibt Hovey den Minen-District von Guaynopita (W. Chihuahua) in Festschrift auf H. Rosenbusch; $8^0$, Stuttg. 1906, S. 77—95; eine Uebersicht von Chihuahua gibt ders. in Bull. Mus. nat. hist. N. York, 1907, XXIII, p. 401—442, Karte.

49 Ezeq. Ordoñez, Rhyolitas de Mexico; Bol. Inst. geol. Mex., Num. 14, 15, 1900 u. 1901, 75 u. 76 pp., Karte.

50 Einen Auszug gab Edm. Naumann in einem Schreiben an die Zeitschr. deutsch. geol. Ges., 1898, S. 106—108, und Bericht. d. Senkenberg. natf. Ges., 1901, S. 88; auch J. D. Villarello, Le Minéral de Mapimi; Guide X. Congr. Geol., 1906, XVIII, 18 pp.,

und E. Böse, Mines de Soufre de la S. de Banderas, ebendas. XIX, 11 pp. — Für die Tauchdecken der S. Almoyola R. Hill in Science, 3. May, 1907, new ser. XXV, p. 710—712. — Für die Bufa E. Angermann, Pareig. Inst. geol. Mex., 1907, II, p. 17—25.

51 Nicht durch Eintreten in Hohlräume, wie ich einstens dachte, noch auch durch active Theilnahme an der Faltung. Die Faltung ist hier ein selbständiger Vorgang gewesen, älter als die Intrusion; Verwerfungen sind nachgefolgt; das zeigt besonders deutlich die nach N. überfaltete S. de Concepcion del Oro; Burckhardt, Geol. de la S. de Mazapil; Guide X. Congr. géol., 1906, No. XXVI, 40 pp., Karten, insbes. p. 36, und dess. S. de Concepcion del Oro; ebendas. XXIV, 24 pp., Karten.

52 Burckhardt et Scalia, Géol. des env. de Zacatecas; Guide X. Congr. géol., 1906, No. XVI, 26 pp., Karten, und Villarello, Hores e Robles, Etude de la S. de Guanajuato; ebendas. No. XV, 23 pp., Karten.

53 E. Böse, La Fauna de Moll. del Senon. de Cardenas; Bol. Inst. geol. Mex., No. 24, 1906, 95 pp.

54 J. G. Aguilera, Guide X. Congr. géol., 1906, No. XXVII, Gisem. carb. de Coahuila, 17 pp.

55 R. Hill, am ang. O.; Am. Journ. Sc., 1893, 3. sér., XLV, p. 307—324.

56 Em. Böse, Geol. de los Aldredores de Orizaba; Bol. Inst. geol. Mex., No. 13, 1899, 52 pp.; dess. Ein Profil durch den Ostabfall d. S. Madre Oriental v. Mexico; Zeitschr. deutsch. geol. Ges., 1901, S. 173—201.

57 Felix und Lenk, am ang. O., II, S. 1 u. folg., Taf. V.

58 Dies. am ang. O., I, an viel. Stellen, ferner dies. Ueb. die tekton. Verhältnisse d. Republ. Mexico; Zeitschr. deutsch. geol. Ges., 1892, S. 303—323, Karte; dies. Ueb. die mexican. Vulcanspalte; ebendas. 1894, S. 678—681, und Bemerk. zur Topogr. u. Geol. v. Mexico; ebendas. 1902, S. 426—446.

59 C. Sapper, Ueb. die räumliche Anordnung der mexican. Vulcane; ebendas. 1893, S. 574—577, Karte.

60 Heilprin am ang. O., p. 463 u. folg.

61 Böse, Orizaba, an viel. Stellen, und dess. Sobre la Indepencia de los Volcanes de Grietas preexistentes; Mem. Soc. Alzate, 1899, XIV, p. 199—231, insbes. p. 219.

62 Aguilera und Ordoñez, Bosquejo, p. 63; Ordoñez, Rhyolitas, I, p. 56.

63 Böse, Orizaba, p. 22; — Coapa, S. von Tehuacan, N. 70° W., Aguilera, Bosquejo, p. 84; — Zapotitlan, in ähnlicher Lage, N. 60° W., ebendas. p. 89. — Sogar im Cerro de la Virgen, S. von Tlaxiaco, Orizaba, allerdings schon im Bereiche des Gneiss-Gebirges, Neocom mit Str. N. 54° O., Felix und Lenk, Beitr. III, S. 141, und ebenso NO.-Streichen in den ersten Vorbergen bei Jalapa; Heilprin, am ang. O., p. 460; auch NO.-Str. bei Totimehuacan, nahe S. von Pueblo und OW. etwas nördlich davon; Aguilera, Bosq. p. 80; auch Böse, Guide X. Congr. geol., No. II an mehr. Stellen.

64 J. P. Smith, The Comp. Stratigraphy of the Mar. Trias of W. America; Proc. Calif. Ac. Sc., 1904, 3. sér., Geol. I, No. 10, p. 323—412, insbes. pl. XL; ders. auch Festschr. f. Ad. v. Koenen; 8°, Stuttg., 1907, S. 377—434 (hier auch Kreide und Jura besprochen).

65 W. N. Logan, A N. American Epicontinental Sea of Jurass. Age; Journ. of Geol. 1900, VIII, p. 241—273, insbes. p. 245.

66 Boutwell and Stanton, Journ. Geol. Am., 1907, XV, p. 454.

67 Für Knoxville in den Calif. Coast Ranges R. Crandall, The Cret. Stratigr. of the S. Clara Valley; Am. Journ. Sc., 1907, 4. sér., XXIV, p. 33—54.

68 Diller und Stanton, Bull. Am. Geol. Soc., 1894, V, p. 454.

# ZWEIUNDZWANZIGSTER ABSCHNITT.

## Der andine Bau; sein zweimaliges Vortreten.

Chiapas, Guatemala, Honduras. — Die Vulcane. — Panama. — Erstes Vortreten. Rückbeugung gegen S.-America. — Ecuador. Peru. — Cordillera Real, Argentinische Ketten. — Cordillera de los Andes und Cordillera de la Costa. — Sierra de la Ventana. — Patagonien. — Zweites Vortreten. — Uebersicht.

Chiapas, Guatemala, Honduras. Die Staaten Chiapas, Tabasco und Yucatan würden im Sinne der politischen Abgrenzung noch zu Mexico gehören; der Zusammenhang des Baues von Mittel-America tritt deutlicher hervor, indem wir diese Gebiete in Verbindung mit dem Süden betrachten.

Es wurde bereits gezeigt, dass eine Gebirgskette in der Richtung des Rio Motagua durch Guatemala streicht, am Golfo Dolce und bei Omoa das Meer erreicht und in die Antillen fortsetzt. Ebenso wurde die dreifache Gliederung der Antillen in einen inneren vulcanischen, einen mittleren, felsigen und einen äusseren, von tertiären und noch jüngeren Sedimenten gebildeten Bogen erkannt. Damals wurde jedoch auf Grund der vorliegenden Berichte angegeben, dass das mexicanische Gebirgsland in Oaxaca ende und dass südlich von der Landenge von Tehuantepec eine neue Ordnung der Dinge beginne (I, 698).

Die Unterbrechung von Tehuantepec ist nur eine orographische. Bereits wenige Jahre nach dieser ersten Darstellung konnte mir Hr. Sapper, der sich seither so rühmliche Verdienste um die Erforschung Mittel-America's erworben hat, aus Coban mittheilen, dass thatsächlich die alten Felsarten der mexicanischen Sierra Madre do Sur von Oaxaca über Tehuantepec und Chiapas in das Gebirge von Guatemala fortziehen.[1]

Aus Böse's Beschreibung von Tehuantepec ergibt sich das Folgende.[2]

Der tiefste Uebergang der Landenge liegt in 244 M. Von Westen, d. i. von Oaxaca, und von Osten, d. i. von Chiapas her, sinkt die S. Madre von beträchtlichen Höhen allmählig zu dieser Cote herab. Berge von 600—700 M. sind die höchsten Theile der Landenge. Gneiss, alte Schiefer, krystallinischer Kalkstein, Granit und Porphyr bilden vom südlichen Ufer an den etwa 90 Kilom. breiten, höher liegenden Streifen Landes. Gefalteter Rudisten-Kalk begleitet ihn. Gegen Nord folgen wenig gefaltete tertiäre Schichten, dann das atlantische Flachland.

Dieselbe S. Madre, die in Tehuantepec ein Hügelland ist, begleitet mit Str. OSO. die Südküste von Chiapas und bevor sie die Grenze von Guatemala erreicht, haben ihre Granite bereits Höhen von 2200 M. erlangt. Der Bau von Chiapas zeigt nach Sapper und Böse die nachfolgenden Grundzüge.

An die Nordseite der erwähnten alten Felsarten der S. Madre ist im Südosten eine grössere Scholle von gefaltetem rothem Sandstein und Ober-Carbon gelagert. Dieser folgt auf der ganzen Länge des Gebirges, bald auf Ober-Carbon und bald unmittelbar auf vorcambrischen Felsarten ruhend, eine Zone von Sandstein und Conglomerat (Sapper's Stufe von Todos Santos). Sie ist wahrscheinlich das Aequivalent der pflanzenführenden Serie der Trias, die sowohl in Mexico (Dumble's Barranca-Stufe) als in Honduras in ähnlicher Auflagerung getroffen wird. Ihre Schichten sind gegen N. geneigt, aber nicht gefaltet.

Nun gelangt man gegen Nord in ein breites und hohes Gebirge von Kreide-Kalkstein, die Mesa Central, dessen südlicher Theil aber von einer bedeutenden Längsstörung, der Depresión central, betroffen ist. Nach den anschaulichen Beschreibungen von Böse gleicht sie einem streichenden Graben. Der südliche Theil des Kalk-Gebirges mit der Depresión liegt tief und tertiäre Schichten erscheinen hier. An ihrem nördlichen Rande erhebt sich die Mesa über 2000 M., und zwar in steilen Staffeln, die man für ebensoviele Staffelbrüche halten möchte. Der Nordrand der Mesa ist auch steil und vor ihm ragen Blöcke von Kreide-Kalk aus gefaltetem Tertiärland auf. Dass dieses gefaltet, der Kreide-Kalk aber horizontal ist, schreibt Böse wohl mit

Recht der geringeren Sprödigkeit der tertiären Schichten zu. Gegen das Meer hinaus liegen sie flach; in ihren südlichen Theilen ist nummulitenführendes Eocän vertreten.

Sapper wie Böse haben auf der Mesa vereinzelte marine jungtertiäre Schollen bis zu der erstaunlichen Höhe von 2400 M. getroffen. Man wird daher annehmen müssen, dass dieses ganze Kalk-Gebirge erst in später Zeit hoch aufgewölbt wurde und dann in Staffeln eingesunken ist.

Im Osten erscheint N. vom gefalteten Tertiärlande, zwischen diesem und dem atlantischen Flachlande, ein zweites Kalk-Gebirge, das nach Petén in Guatemala hinüberzieht.

Zu diesem Unterbaue von Chiapas treten Vulcane. Der V. Soconusco (angeblich 15° 54′ n. Br., 93° 39′ w. L.) besteht nicht.

Zontehuitz (92° 42′ w. L., 2858 M.) ist die Ruine eines andesitischen Vulcan's, aufgesetzt auf die hohe cretacische Mesa; neben ihm steht der ähnliche Cerro de Hueytepec, und weitere andesitische Durchbrüche sind vorhanden. Böse zieht einen bemerkenswerthen Vergleich. Die Depresión central würde dem See von Nicaragua entsprechen, Zontehuitz und Hueytepec stünden am NW.-Rande, die einstigen Vulcane von S. Bartolomé und von Mispilla würden aus dem See aufragen.[3]

V. Tacaná, an der SO.-Grenze (92° 6′ w. L., 4057 M.), sitzt auf der S. Madre; bis 2200 M. besteht der Berg aus altem Granit und die Höhe seiner Aufschüttung wird daher in ähnlicher Weise überschätzt, wie etwa bei einzelnen der nördlichsten Cascaden-Vulcane. Er gilt als der nordwestlichste in der langen Reihe der mittelamericanischen Vulcane.

Die Arbeiten Sapper's lassen weiter erkennen, dass das ganze Festland zum mindesten bis Costa Rica eingenommen wird von einer Virgation oder Reihenfolge concaver Ketten, an oder in welche auch die mittelamericanischen Vulcan-Linien sich mehr oder minder gleichsinnig reihen.[4]

Bevor eine Uebersicht dieser Ketten gegeben wird, mögen zwei Stellen ausgeschieden werden, von denen die erste allenfalls noch in den allgemeinen Bau sich fügt, während die zweite fremdartiger ist.

Die erste sind die Cockscomb-Berge in Brit. Honduras, ein bewaldetes Hügelland, im Osten vom Meere, sonst von Flachland umgeben, bis 1000 M. hoch, von rautenförmigem Um-

riss, 70 Kilom. breit und 90 Kilom. lang. Sie bestehen aus Granit und Quarzporphyr, Thonschiefer, Quarzit und carbonischem Crinoiden-Kalkstein mit Str. NO. bis O. Sapper hielt sie für einen Horst.[5]

Die zweite Stelle ist die Isla de Pinos, S. vom westlichen Cuba. Körniger Marmor und granatführender Glimmerschiefer treten mit Str. NS. auf. Nach Will. Hayes und seinen Mitarbeitern mögen es scharfe, in Schuppen sich wiederholende, gegen O. geneigte Falten (vielleicht auch NS. Staffelbrüche) sein. Diese Richtung und die Beschaffenheit der Gesteine stehen in Widerspruch zu den benachbarten Theilen von Cuba.[6]

Indem man von diesen beiden Stellen absieht und auf Grund von Sapper's Beobachtungen die Hauptlinien aufsucht, gelangt man zu einem Ergebnisse, welches für die O. von Tehuantepec gelegenen Gebiete mit den älteren Vermuthungen Seebach's gut übereinstimmt (I, 700).[7]

Die Sierra Madre streicht vom südlichen Chiapas gegen OSO. und O. in die Gegend zwischen den Städten Guatemala und Coban, heisst hier S. de las Minas, erreicht etwa 3000 M., beugt sich an dieser Stelle gegen ONO., wird schmäler, heisst S. del Mico, und verschwindet nahe N. von der Mündung des Rio Motagua.

An der Nordseite der S. de las Minas liegt eine Zone gefalteter Sedimente; durch Versteinerungen sind Ober-Carbon, Kreide und mehrere Tertiärstufen nachgewiesen. Das Gebirge scheint an Längsbrüchen gegen das Vorland abgesunken zu sein. Lange Staffelbrüche durchsetzen auch dieses Vorland, insbesondere gegen Petén (W. von den Coxcomb-Bergen). Nur ein Theil der tertiären Ablagerungen nimmt an den Faltungen theil; ein anderer bildet sammt den jüngeren Sedimenten das Flachland von Tabasco, Campeche und Yucatan.

An der Nordseite der S. de las Minas und der S. del Mico traf Sapper einen Serpentinzug, der den Golfo Dolce erreicht und auch die Südseite des Gebirges wird im Längenthale des Motagua durch 225 Kilom. von einem Serpentin-Zuge begleitet. Er gilt für jünger als Ober-Carbon und älter als mittlere Kreide.

Von der Stadt Guatemala an taucht im Süden des Motagua allmählig eine Parallelkette vorcambrischer Gesteine, die S. del Espiritu Santo, hervor. Am Meere heisst sie S. Ocoa. Ueber

Puerto Cortez hinaus findet sie Fortsetzung in den langgestreckten Inseln Utila (nur Quartär und Basalt), Ruatan (Glimmerschiefer Str. ONO.) und Bonaca (Thonglimmerschiefer, Serpentin).[8]

Bekanntlich bildet Serpentin einen beträchtlichen Theil der Berge auf Cuba und er erscheint auch auf Haiti (II, 702).

Der ganze Süden und Südosten von Guatemala und ganz Salvador gehören bis an die Terra caliente des Meeressaumes den jungen Vulcanen und ihren Anschüttungen an; gegen Osten aber, in Honduras, treten unter dieser Decke mehr oder minder zusammenhängende Stücke gefalteter Ketten zu Tage, die zwar auch bogenförmig gestaltet sind wie jene von Guatemala, aber mehr gegen O. streichen.

Eine auffallende Tiefenlinie trennt Honduras im Meridian 87° 45′ in eine östliche und eine westliche Hälfte; sie scheint aber nicht mit dem Streichen der Ketten in Verbindung zu stehen. Unter diesen tritt besonders Sierra de Píja hervor (Congrehoy Peak oder Cerro Cangrejal, 2450 M.), die S. von der Insel Ruatan die Küste bis über 86° w. L. begleitet. Sie ist zum grossen Theile aus altem Eruptiv-Gestein aufgebaut. Südlich von hier sieht man immer wieder Granit, alte Schiefer, Quarzit, auch Kreidekalkstein mit Str. O. in N. oder O. In der erzreichen S. de Juancito (N. von Tegucicalpa) wird carbonischer Kalkstein erwähnt und von hier stammt die öfters erwähnte rhätische (oder Keuper-)Flora.[9]

Die Spuren einer bedeutenderen Sierra scheinen aus der Gegend von Ocotal gegen Gracias à Dios zu streichen. Alle diese Sierren sind aber weit niedriger als die S. de Píja oder die Ketten von Guatemala und gehen in Nicaragua verloren, bevor sie die Mosquito-Küste erreichen.[10]

Die Vulcane. In Mexico schliessen die älteren vulcanischen Decken der S. Madre Occidental an den breiten Saum der jungen Vulcane, die den Norden der S. Madre do Sur begleiten. Dann tritt der V. von Tuxtla gegen OSO. vor, und mit ihm erscheint das seltene Beispiel eines an der americanischen Ostküste gelegenen Vulcan's. Dann, noch weiter gegen OSO., aber mitten im Lande, tritt wie ein Bindeglied die kleine Reihe erloschener Vulcane im mittleren Chiapas auf, wie Zontehuitz. Dann, noch weiter gegen SO. und noch weiter vom atlantischen Ufer entfernt steht auf dem Granit der S. Madre der ebenfalls bereits erwähnte

V. Tacaná, mit dem die lange Zone mittelamericanischer Feuerberge beginnt.

Diese Zone folgt, ohne wesentlich vom Streichen der Sierren abzuweichen, der pacifischen Küste bis zur Bucht von Fonseca und gelangt hier mit geringer Aenderung ihrer Richtung in die grosse, durch den See von Nicaragua bezeichnete Senkung, welche das ganze Festland schräge durchschneidet. Dann, weiter gegen SO. und weiter landeinwärts, erscheinen wieder Vulcane bis zu dem vereinzelten Chiriqui.

Das Bild der Vertheilung dieser Vulcane, welches hier (I, 115) nach Dollfuss und Montserrat geschildert worden ist, muss nach den neueren Forschungen, namentlich nach Sapper's Ergebnissen Aenderungen erfahren.[11]

Vom Tacaná an zählt Sapper in dieser Zone 81 bedeutendere Kegelberge, von denen 44 in neuerer Zeit thätig gewesen sind.

Die an sich schmale Feuerzone ist umgeben von meist andesitischen Gesteinen. Zwischen 89° 30′ und 90°, wo früher (I, 122; Fig. 5) die Querspalte von Chiquimula verzeichnet wurde, kennt man jetzt zahlreiche regellos stehende Ausbruchstellen und der thätige V. Jalapa befindet sich um einen Grad N. von der sonst so scharf bezeichneten Hauptlinie. Cerro Errapuca (2500 M.) und C. Selaque (2800 M.), zwei erloschene Kegel, die weithin SW. Honduras beherrschen, liegen eben so weit N. von der Hauptlinie. In dem Andesit-Gebiete des oberen Vulvul, an der SO.-Seite des Cerro del Trapiche (O. von Matagalpa, 13° n. Br., 85° 15′ w. L.) meinte Mierisch noch Kratere zu sehen.[12] Tertiäre Laven sind an nicht wenig Punkten bekannt. Erloschene Ausbruchstellen werden gewiss im Norden der heutigen Feuerlinie noch aufgefunden werden, und dieser erste Ueberblick führt, wie in Kamtschatka und in Alaska, zu dem Ergebnisse, dass die heutige Feuerlinie der eingeengte Rest einer einst ausgedehnteren eruptiven Thätigkeit ist.

Sapper meint, diese heutige Linie in mehrere wechselständige Stücke trennen zu sollen, von denen jedes im SO. folgende Stück um eine gewisse Strecke gegen das vorhergehende verschoben ist.

Das erste Stück erstreckt sich nach dieser Auffassung vom Tacaná (92° 6′) zum Tajamulco (91° 54′); das zweite von Lacandon (91° 42′ 50″) bis Pacaja (90° 36′); das dritte von Tecuamburo (90° 26′) bis Conchagua (87° 50′); das vierte reicht nach

einer kurzen Querspalte im Innern des Golfes von Fonseca, vom Coseguina (87° 35′) bis zur Insel Madera im See von Nicaragua (85° 27′ 30″), das fünfte vom Orosí (85° 29′) zum Turrialba (83° 49′) und nach längerer Unterbrechung zum Chiriquí (82° 30).

Obwohl dieser wie jeder ähnlichen Eintheilung ein gewisses Maass von persönlichem Ermessen innewohnt, ist doch nicht zu verkennen, dass etwa mit Ausnahme der Strecke 89° 30′ bis 90° diese reihenförmige Anordnung der thätigen Vulcane weit ausgeprägter ist, als z. B. in Mexico.

Die Vulcane der ersten, zweiten und dritten Strecke, nämlich bis zur Bucht von Fonseca, sitzen auf einem hohen, vornehmlich andesitischen Unterbau, in welchem da und dort Theile einer gefalteten Sierra sichtbar werden. Auf diese Vulcane bezieht sich, und zwar insbesondere auf den nördlichen Theil, dasjenige, was über das Bestreben, die Ausbruchstelle gegen das pacifische Meer hin zu verschieben gesagt worden ist. Die genauere Kenntniss der angeblichen Querspalte von Chiquimula musste Zweifel erheben. Dennoch bleiben für die kürzeren Linien die damals erwähnten Thatsachen aufrecht; die Linie S. Maria — Cerro Quemado, die damals als die einzige Ausnahme galt, indem hier die vom Meer entferntere Ausbruchstelle thätig war, hat sich sogar seither auch der Regel gefügt, indem im October 1902 ein Ausbruch aus dem anderen, gegen das Meer gelegenen Krater, S. Maria, erfolgt ist. Dabei wurden viele Blöcke von Amphibolit ausgeworfen, ein Beweis, dass die Esse im Gebirge selbst Erweiterung oder sonstige Veränderung erfahren hat.[13]

Von dem vierten Stücke, Coseguina bis Madera, haben Sapper und Mierisch vermuthet, dass es in einem Graben liege. Die beiden verdienten Forscher haben dieser Ansicht neuerlich Ausdruck gegeben, als sich die Meinung verbreitete, der am NW.-Ende des See's von Managua gelegene Vulcan Momotombo sei die Ursache des Erdbebens vom 29. April 1898 gewesen, und sie im Gegentheile nachwiesen, dass das Beben ein tektonisches war.[14]

Willard Hayes hat in seinen Vorstudien für die Erbauung eines interoceanischen Kanals durch den See von Nicaragua festgestellt, dass ein Theil der Landenge, die den See gegen Westen abschliesst, aus den Orbitoiden-(Lepidocyclinen-)Schichten besteht, welche in Westindien so weit verbreitet sind. Sie werden

hier die Brito-Formation genannt. Hier ist eine tertiäre Verbindung des atlantischen und des pacifischen Gebietes ausser Zweifel gesetzt. Die Brito-Schichten sind mässig gefaltet; ihr Streichen ist um ein Geringes mehr gegen W. gerichtet als die Küste. Junge Laven legen sich darauf und diese haben nach Hayes den ganzen weiteren Damm gegen NW. bis zum Coseguina aufgebaut, auf diese Weise vom pacifischen Ocean einen Meerbusen abtrennend, der einst von der Bucht von Fonseca her bis über die heutigen See'n von Managua und Nicaragua sich erstreckte. Dann, als die Binnen-See'n umschlossen waren, sammelten sich in ihnen die Wässer so hoch, dass die Schwelle gegen den S. Juan überstiegen und der atlantische Abfluss eröffnet wurde.[15]

Zur Bekräftigung führt Hayes an, dass im See von Nicaragua ein Megalops, ein Hai und ein Sägefisch leben, die zwar Gruppen angehören, die in süsses Wasser aufsteigen, denen jedoch die Katarakte des S. Juan so unübersteiglich waren, dass man sie als Relicte anzusehen habe.[16]

Das fünfte, mit dem Orosí beginnende Stück nimmt S. vom See von Nicaragua eine kurze Strecke weit die ganze Breite der Landenge in Anspruch. Die Aufschüttungen des Orosí erreichen die pacifische Küste und die folgenden Vulcane Rincon de la Vieja, Miravalles und Tenorio dachen gegen West in die Niederung ab, welche die Halbinsel von Nicoya verbindet. Gegen Ost aber liegt ihr Fuss so wie jener aller folgenden Vulcane bis zum Turrialba im Flussgebiete des S. Juan, dessen Thal sich gegen das caraibische Meer weit öffnet.

Panama. Die Brito-Stufe der Westseite des See's von Nicaragua setzt um den Südrand des See's fort und im Oberlaufe des S. Juan trifft man nach Hayes auf Kalksandstein, der als die atlantische Fortsetzung derselben Stufe anzusehen ist. An der Ostseite des Turrialba (10° n. Br.) sind die tertiären Schichten in einem langen, von Hill und Sjögren beschriebenen Profile entblösst.[17] Hier sind sie gefaltet, mit vulcanischen Einschaltungen; der Guallava-Sandstein von Hayes, welchen Dall dem Horizont von Vicksburg gleichstellt,[18] ist die Fortsetzung der Brito-Stufe. Jüngere Tertiär-Schichten liegen gegen das caraibische Meer; bei Limon, an der Ostküste, hat Guppy discordant und horizontal gelagertes Pliocän getroffen.[19] Gegen West greifen die gefalteten

Tertiär-Schichten weit in das Land und erreichen sie ansehnliche Höhen. Noch jenseits der Vulcane, noch südlich von S. José, wird Kohle gefunden und Gabb führt an, dass tertiäre Schichten einen grossen Theil der Sierra Candella bilden, die von den Vulcanen Irazu und Turrialba sich gegen den Golf von Nicoya erstreckt.[20] Gefaltete Tertiär-Schichten hat Hayes im Norden des Pico Blanco (83° w. L.) getroffen. Auch an den Ufern der Chiriqui-Lagune ist Kohle bekannt.

Es ergibt sich, dass vom Nicaragua-See und dem Rio S. Juan bis zur Linie des Schiffahrtskanal's Colon—Panama der caraibische Abhang der Landenge von einem tertiären Saume von wechselnder Breite begleitet ist. Am See von Nicaragua greift er auf die pacifische Seite über, ebenso vielleicht auf der Sierra Candella gegen den Ausgang der Bucht von Nicoya; auf der Linie Colon—Panama nimmt er die ganze Breite der Landenge ein. Die Studien, welche auf Grund von zahlreichen Bohrungen von Zürcher, Douvillé und Marcel Bertrand auf dieser Linie ausgeführt worden sind, bieten den wichtigsten Anhaltspunkt zur Beurtheilung des Baues der Landenge.[21]

M. Bertrand sagt etwa Folgendes:

Den höchsten Punkt bildet eine auflagernde Kuppe von Andesit, Cerro Culebra. Der Kanal durchschneidet einen breiten Sattel von tertiären Schichten, dessen Axe etwas N. von der Culebra liegt. Die Mitte des Sattels, zugleich das älteste sichtbare Glied der Tertiärformation, ist eine Anhäufung von basischen vulcanischen Ergüssen und Breccien (Roche de Gamboa), die nach einem eingeschalteten Lager von kleinen Nummuliten und Orbitoiden der tongrischen oder der aquitanischen Stufe zugezählt wird. Sie trennt sich kaum scharf von den auf der atlantischen Seite folgenden glaukonitischen Thonen, welchen der Orbitoiden-Kalk der Peña blanca aufgelagert ist. Diesem folgt gegen Nord echtes Miocän (couches de Gatun und And.) mit Turritella tornata, Pecten subpleuronectes und Clypeaster, auch trachytischem Tuff. Damit ist das atlantische Flachland erreicht.

Auf der pacifischen Seite sieht man mehr Eruptiv-Gesteine und eine Zunahme litoraler Merkmale. Insbesondere folgt hier der vulcanischen Serie von Gamboa an Stelle des Orbitoiden-Kalkes blätteriger Mergel mit Pflanzenresten und einer kleinen Congeria, gegen oben mit etwas Lignit. Von den marinen

Fossilien der atlantischen Seite wurden nur Spuren getroffen. Darüber liegt hier wie dort das Miocän mit Pecten subpleuronectes.

Das jüngste Gestein ist der Andesit der Culebra.

Hier erlangen Douvillé's Studien über die Gliederung der tertiären Sedimente Bedeutung. Zwei wichtige Horizonte sind zu trennen; der Orbitoiden-Kalk der Peña blanca und die Stufe von Gatun.

Der erste, der Orbitoiden-Kalk, (Brito-Stufe, couche de Vamos-Vamos, Vicksburg beds), wird dem oberen Theile der aquitanischen Stufe gleichgestellt. Bei den Vorarbeiten für den Kanal wurde sie vom Ingenieur Canelle auf 350 Kilom. gegen West bis Chiriqui und auf 300 Kilom. gegen Ost bis an den Rio Thuyra verfolgt. Wir werden sie unter anderen Namen auf den Antillen treffen und es mag wohl sein, dass man einmal einen Gürtel dieser Sedimente rings um den Erdball verzeichnen wird.[22]

Die Stufe von Gatun mit Turritella tornata ist nach Douvillé gleichaltrig mit dem Burdigalien (I. Mediterran-Stufe). Sie tritt sowohl auf der atlantischen als auf der pacifischen Seite auf, aber alle Forscher, die sich mit dieser Schichtreihe beschäftigt haben, folgern mit grösserer oder geringerer Bestimmtheit den einstigen Bestand von Festland westlich von der heutigen pacifischen Küste.

Die felsigen Inseln der Bucht von Panama bestehen nach Wagner, Hill und Bergt aus einem dunklen Eruptiv-Gestein.[23] Joukowsky ist am Flusse Sambu im Südosten der Bucht eine Strecke weit in das Land gedrungen und hat auch den Osten der Halbinsel Azuero im Südwesten besucht. An beiden Stellen wurde gleichfalls dunkles Eruptiv-Gestein (Labradorit) getroffen. In Verbindung damit zeigen sich ähnliche Tertiär-Ablagerungen, wie am Isthmus, aber im Südosten, am Berge Sapo (bei Cap Garachiné), treten steilgefalteter, blaugrauer, vielleicht cretacischer Kalkstein und Kieselschiefer mit Str. NW. zu Tage und lassen keinen Zweifel darüber, dass die Spur einer Cordillere sichtbar ist.[24]

Die seichte Bucht von Panama endet mit einem steilen submarinen Absturze von mehr als 3000 M.

Die höheren Berge sind wenig erforscht, schwer zugänglich, in hohem Grade von vulcanischen Aufschüttungen bedeckt, und selbst dort, wo Granit oder Syenit getroffen wurden, setzt oft

der Beobachter den Zweifel daneben, ob sie nicht jüngere Intrusiv-Gesteine seien.

Innerhalb des atlantischen Tertiärsaumes erhebt sich, der Küste fast parallel, die Sierra de Talamanca über 3000 M. Ihre östliche, minder hohe Fortsetzung ist Sierra Veragua; sie besteht, so weit sie bekannt ist, aus Syenit und Granit. Die hohen Gipfel des Mt. Lyon und Mt. Ujum sind für Vulcane gehalten worden, doch haben sich Pittier und Sapper den Zweifeln Gabb's angeschlossen. Pittier hat auf dem höchsten Theile der Sierra, Buena Vista, einen Pik von Basalt, auf den westlichen Ausläufern dioritische Gesteine getroffen.[25] Dass Pico Blanco eine von Porphyrgängen durchsetzte Granitkuppe sei, ist bereits gesagt worden. Gabb nahm an, dass dieser Granit jünger sei als die aufgerichteten Tertiär-Schichten; diese seien in seiner Nähe verändert, doch gebe es keine granitischen Gänge. Diese Frage ist bis heute nicht gelöst, doch scheinen sich Gabb's Angaben auf einen Seitenzweig der Sierra zu beziehen, der vom Pico Blanco gegen O. zieht. Sapper hat die Sierra von der Laguna di Chiriquí gegen David (82 bis 82° 30′) durchkreuzt. Diorit und jungeruptive Felsarten treten an der Lagune hervor; dann folgen Basalt, jenseits der Passhöhe Diorit, Syenit und Granit, dann wieder junge Eruptiv-Gesteine, endlich bei David etwas tertiäres Land. Noch weiter gegen Ost (81° 10′) hat Hershey die Sierra überschritten; hier ist sie etwa 1500 M. hoch und 40 Kilom. breit. Auch hier wurden nur eruptive Massengesteine getroffen.

Diese Sierra verschwindet 50 Kilom. W. von der Linie Colon-Panama und hierdurch entsteht die Niederung des Schiffahrtskanal's. NO. von ihr, in der längs der atlantischen Küste gegen OSO. streichenden Sierra de San Blas, treten aber ähnliche, angeblich junge Granite wieder hervor.

Bei dieser Zusammensetzung bleibt es zweifelhaft, ob man die Sierra de Talamanca, S. Veragua und S. de San Blas als Aeste der Virgation von Honduras und Nicaragua auffassen soll.

An den Westen dieser Sierren fügt sich die Fortsetzung der Vulcane von Costa Rica. Die Vulcane Poas, Barba, Irazu und Turrialba schliessen nahe an einander.[26] Der Pass von Ochomoga (1530 M.) trennt nach Pittier die Vulcane von der beginnenden Sierra.[27] Noch ist die südlich vom Turrialba liegende

Cordillera de Dota wahrscheinlich ein Vulcan; dann folgt eine lange Unterbrechung bis zum V. Chiriquí, der gleichfalls an die W.-Seite der Sierra de Talamanca sich anschliesst.

Die breite Sierra Aguacate, die N. von San José von den Vulcanen Barba und Irazu gegen den Golf von Nicoya zieht, wurde von Attwood[28] und Hayes untersucht; sie ist ganz vulcanisch. An dem N.-Fusse der südlich folgenden S. Candella hat dagegen Hayes Rudisten-Kalk getroffen; die Tertiär-Schichten dieser Sierra wurden bereits erwähnt. Der vereinzelte Gipfel Herradura in der Nähe ihres W.-Endes, der öfters als Vulcan angeführt wird, kann nicht als solcher angesehen werden; es scheint vielmehr eine Reihe miocäner Falten auch W. von der Sierra die pacifische Küste auf eine längere Strecke hin zu begleiten.[29]

Manche Merkmale deuten an, dass die Vorgebirge Nicoya, Salsipuedes, Burica, die Insel Coiba, dann Azuero und Garachiné Bruchstücke einer oder mehrerer Cordilleren seien, doch sind sie leider nur wenig bekannt. Der Rudisten-Kalk der S. Candella wurde eben genannt und auch die Spuren von Garachiné wurden angeführt. Sapper's Karte verzeichnet von Nicoya bis gegen 82° 30′ mehrmalige Züge von muthmaasslich cretacischem Kalkstein, SW. von einer gefalteten tertiären Zone, die der Rand einer solchen Cordillere sein könnte.[30]

Hill, der gleichfalls den Zusammenhang der Halbinseln vermuthet, führt von Nicoya Granit, Serpentin und Jadeit an, ferner einen grünen Quarzit, der für die älteste Felsart gehalten wird, und die „Panama-Formation", einen grünlich-weissen rhyolitischen oder Bimsstein-Tuff, der älter sein soll als die tertiären Sedimente.[31]

Diese Halbinseln bleiben vorläufig eine würdige Aufgabe der Forschung.

Erstes Vortreten. Rückbeugung gegen S.-America. Die Tiefen des Golfes von Mexico erreichen nicht — 4000 M. Die grösste Tiefe des caraibischen Meeres ist — 5201 M. Zwischen beiden sinkt südlich von Gross-Cayman der Meeresgrund sehr rasch zu — 6269 M. herab. Das ist die Bartlett-Tiefe. Nahe ausserhalb des amatischen Golfes lothet man bereits — 3075 M., dann nimmt die Tiefe bis Gross-Cayman zu und tritt noch mit — 5260 M. zwischen Jamaica und Cuba ein. Die

Sierren, die mit gegen Nord concavem Laufe am amatischen Golfe angelangt waren (S. del Mico, S. d. Espiritu Santo), wenden über Roatan gegen Jamaica ihre Convexität gegen Nord und die Bartlett-Tiefe ist ihre Vortiefe. Die Serpentinzüge dieser Sierren setzen nicht in die Serpentine von Cuba fort.

Gross-Cayman ist ein Theil eines submarinen Rückens, der von der S. Maestra von Cuba über Klein-Cayman vorbeizieht und in die Mysteriosa-Bank fortsetzt. Möglicher Weise entsprechen ihm die Coxcomb-Berge. Er begrenzt die Bartlett-Tiefe gegen Nord.

Nördlich von diesem Rücken liegt in gleicher Richtung gegen ONO. gestreckt die Yucatan-Tiefe (— 4709 M.); nahe S. von der S. de Pinos misst sie noch — 4519 M.. Sie kann als die Vortiefe des Cayman-Rückens gelten.

Nördlich von Cuba kennt man so bedeutende Tiefen nicht.

Erst wo die vorliegenden flachen Inseln seltener werden, jenseits von Gr.-Inagua, fällt N. von Haiti der Meeresboden wieder auf — 4186 M. herab und noch weiter östlich, N. von Puerto Rico und von den Virginischen Inseln, sinkt er zu der ausserordentlichen Tiefe von — 8341 M. Die Tiefe zieht gegen Ost; N. von Sombrero beträgt sie noch mehr als 6000 M. Das ist ein Stück von Vortiefe vor der in das atlantische Gebiet vordringenden Cordillere der Antillen.

Im ganzen Gebiete des atlantischen Ocean's ist eine so bedeutende Tiefe nicht bekannt. In 0° 11′ s. Br., 18° 15′ w. L. wird allerdings ausnahmsweise in der Romanche-Tiefe — 7370 M. erreicht, aber diese Stelle liegt fern von einer Küste oder einem sichtbaren Faltenzuge. Vergleichbar sind nur die pacifischen Vortiefen. Wie dort fallen die Vortiefen auch hier nicht mit den vulcanischen Linien zusammen.

Während auf dem Festlande eine Virgation angedeutet zu sein scheint, sieht man auf den Inseln ein Zusammentreten der Aeste. Im Golf von Guacanoyabo tritt die S. Maestra an den Hauptzug von Cuba, in Port au Prince vereinigt sich die Linie Jamaica-Jacmel mit dem Cibao-Gebirge.

Wir glauben über weitere Einzelheiten mit dem Hinweise auf frühere Angaben (I, 698) hinweggehen zu dürfen.[32]

Molengraaff hat im J. 1887 diese Angaben einer lehrreichen Kritik unterworfen, deren Ergebniss das Folgende war. Von

Westen her bis und mit Inbegriff von S. Bartholomäus sei an der Richtigkeit nicht zu zweifeln. Von Antigua habe seither Purves gezeigt, dass die dortigen Eruptiv-Gesteine jung seien, es vertrete daher nicht die Cordillere. Auf Grande Terre (O. Guadeloupe) seien nur tertiäre Ablagerungen getroffen worden; Barbados sei wenig bekannt; Trinidad füge sich nicht in die Beugung. Diese Umstände seien jedoch mit der Annahme einer bogenförmigen Cordillere der Antillen nicht unvereinbar, welche die Uebereinstimmung der Gesteinsfolge von Venezuela und Trinidad mit jener von Jamaica und den anderen Antillen erkläre.[33]

Ein anderer genauer Kenner der Sachlage, Rob. Hill, hat gezeigt, dass die — 1000 Faden-Linie von Süd-America her drei lange Rücken anzeigt. Der erste umfasst an seinem N.-Ende die kleine Insel Aves (Vogel-Insel). Der zweite wird von dem Bogen der Antillen gebildet, von Grenada bis Puerto Rico, mit einer sehr tiefen Einbuchtung zwischen Sombrero und Anegada. Der dritte ist N. von Tobago sehr eingeengt und erstreckt sich gegen N. über Barbados hinaus. Eine tektonische Verbindung mit Süd-America wird geläugnet.[34]

Der Ausbruch des M. Pelé im J. 1902 hat die allgemeine Aufmerksamkeit dem Vulcanbogen der Antillen zugewendet und werthvolle Arbeiten hervorgerufen.

Das Werk von Lacroix hat nicht nur das Verständniss der vulcanischen Vorgänge überhaupt gefördert, sondern auch auf die hier beregten Fragen Einfluss genommen. Lacroix zeigt, dass einzelne Vulcane Stücke von Gabbro, Glimmerschiefer, Gangquarz u. A. zu Tage gefördert haben, dass daher der Bogen der Cordillere auch unter dem Vulcanbogen vorhanden ist. Die Vulcane sitzen über diesen alten Felsarten auf einem Unterbaue von älteren Laven und Tuffen und von tertiären Sedimenten; Lepidocyclina erscheint in den älteren Tuffen von Martinique. Dieser Unterbau wird samm[illegible] den älteren Felsarten auf einigen Inseln (Anguilla, S. Martin, S. Bartholomäus) sichtbar, die desshalb zur Cordillere gezählt wurden (II, 706). Da jedoch durch Molengraaff und Cleve in diesem Unterbaue Andesite und Basalte angetroffen wurden, nimmt Lacroix den Bestand zweier Linien vulcanischer Inseln an, einer äusseren, älteren, und einer inneren, welche die thätigen Vulcane trägt. Die erste würde bestehen aus Anguilla, S. Martin, S. Bartholomäus, Antigua, Grande

Terre von Guadeloupe und Desiderade; die zweite wäre S. Saba, S. Eustach, S. Christoph, Nevis, Redonda, Montserrat, Basse Terre von Guadeloupe, Dominica, Martinique, S. Lucia, S. Vincent, Grenadinen und Grenada.

Zu der gleichen Ansicht ist im selben Jahre selbständig auch Sapper gelangt. Diese ältere Linie tritt um 50 Kilom. gegen die jüngere, innere Linie vor. „Man kann sagen," schreibt Sapper, „das wäre Zufall oder müssige auf der Karte ausgeführte Speculation, aber die Thatsache besteht, dass sich alle eruptiven Gebilde der kleinen Antillen auf die Nachbarschaft der erwähnten Curven concentrieren und ausserhalb derselben nirgends vorkommen."[35]

Die Aehnlichkeit mit den Aleuten und den Kurilen ist unverkennbar.

Högbom hebt den geringen Kaligehalt fast aller sauren Gesteine der kleinen Antillen hervor und findet, dass dort die Plagioklas-Granite ohne Grenze zu den Quarz-Dioriten und diese ebenso bis zum Olivin-Gabbro führen, auf diese Art völlig den Anden-Graniten und Anden-Dioriten (Granodiorit) gleichend.[36] Auch in dieser Beziehung fügen die Antillen sich völlig in die Anden.

Der Anschluss an Süd-America hat Zweifel erregt und ist nun zu betrachten.

Barbados (336 M.) wurde von Harrison und Jukes Browne beschrieben. An der langen NO.-Küste werden die tiefsten Gesteine, die Scotland beds, sichtbar. Gregory hat sie der Vicksburg-Stufe gleichgestellt (Brito- oder Vamos-Vamos-Stufe von Nicaragua und Panama.) Sie führen Erdöl und sind heftig gefaltet, auch überfaltet, aber von vielen Verwerfungen durchschnitten, welche andeuten, dass die Insel ein Theil eines Bruchfeldes ist.

Ueber den gefalteten Scotland beds liegen discordant kieselreiche Radiolarien-Bänke, über diesen eine Decke von weissem Korallen-Kalk; endlich folgt in geringer Höhe ein noch jüngerer Korallen-Kalk.[37]

Aus den Radiolarien-Bänken beschrieb Gregory einen für grosse Tiefe bezeichnenden Rest, Cystechinus crassus.[38] Man frägt sich, ob hier etwa die Vortiefe fehlt, weil ihre Sedimente um einige tausend Meter emporgetragen worden sind.

Jedenfalls ist hier eine Faltung nach der oberaquitanischen

(Scotland-) Zeit und nach dieser noch eine sehr bedeutende Faltung oder Emportragung eingetreten. Spuren solcher Bewegungen finden sich auch auf anderen Inseln, z. B. auf Jamaica. Unter ähnlichen Verhältnissen erscheinen nach Gregory's Angabe Radiolarien-Schichten an der Nordseite des äussersten Ostens von Cuba.

Ueber Tobago stehen mir nur dürftige Nachrichten zur Verfügung. Nach Eggers ist der NO.-Theil der Insel schroff und bergig (700 M.); gelber und rother Thonschiefer, Basalt und Diabas werden von hier erwähnt; der SW.-Theil ist flach und besteht aus Korallen-Kalk.[39]

Dem über Trinidad Gesagten (I, 687) ist hinzuzufügen, dass die Scotland beds (hier Naparima-Stufe genannt) wie in Barbados Erdöl führen und wie dort von Radiolarien-Bänken discordant überlagert sind. Obwohl in dem Umrisse der Insel die Richtung OW. sich sehr scharf ausprägt, bemerkt doch Wall, dass das Streichen der Gesteine fast beständig O. 20° N. sei; sie fügt sich also weit mehr in den Bogen der Antillen, als der Umriss vermuthen lässt.[40]

In dem benachbarten nördlichen Theile von Venezuela traf Cortese längs des Meeresufers den bereits bekannten Zug von archaischem Schiefer, im Süden begleitet von Kreide-Kalk. Das allgemeine Streichen ist hier O., oder O. ein wenig in N. Cortese fand, dass der alte Schiefer gegen N., der Kreide-Kalkstein aber gegen S. geneigt und dass beide durch einen Bruch getrennt sind. An ihrem Südfusse streichen die Erdöl führenden Schichten hin. Erdöl erscheint am W.-Ufer des Golfes von Paria, am N.-Ufer des Golfes von Cariaco und weiterhin längs des Meeresufers. Eine Linie von heissen Quellen zieht von O. gegen W. durch das tertiäre Land. Eine derselben, bei Providencia, befindet sich im Zustande eines intermittirenden Geysir.

Im Süden folgt der Kreide-Kalk der inneren Cordillere. Nach Cortese sind OW. streichende Verwerfungen maassgebend für den Bau des Landes und zugleich die Veranlassung der zahlreichen Erdbeben. Man sollte daher vermuthen, dass das Kulissenthal zwischen Cumaná und dem Golf von Paria ein Graben sei.

Die untersilurische Calymene senaria und ein grosses Orthoceras wurden von einem Reisenden auf der Strecke Caracas—Valencia—Puerto Caballo gesammelt. Drevermann hat sie

beschrieben. Dieses sind die einzigen Spuren altpalaeozoischer Versteinerungen auf sehr grosse Entfernung. Bestätigung dieser Funde wäre daher von nicht geringer Bedeutung.[41]

Die Inseln Bonaire, Curaçao und Aruba wurden von Martin geschildert; sie bieten durchaus dieselben Gesteine wie das Festland. Hier wie dort werden auch Radiolarien-Schiefer erwähnt; ein Theil dieser Vorkommnisse wird den Radiolarien-Bänken von Barbados und Trinidad entsprechen, aber es scheinen solche Schiefer auch unter der Kreide-Formation aufzutreten.[42]

Die weit vortretende Halbinsel Goajira ist nach Simons bergig und von drei Reihen vulcanischer Höhen (bis 850 M.) gebildet. Die Teta Goajira (366 M.), welche sich vereinzelt aus der breiten Ebene zwischen diesen Höhenzügen und dem Nordrande der Sierra de S. Marta erhebt, besteht nach Simon aus Trachyt. Die columbisch-venezuelischen Grenzcommissäre Casas und Codazzi erwähnen längs der Ostküste tertiäre Ablagerungen und Kreide-Kalk, den sie als die Fortsetzung der aus dem Süden herbeistreichenden Sierra de Perijá ansehen. Der nördlichste Theil, S. Macuira, würde nach diesen Angaben auch aus Kalkstein bestehen; es wird erwähnt, dass sie durch einen submarinen Rücken mit den Klippen Monges, ferner mit der Inselkette Aruba u. s. f. verbunden ist.[43]

Hienach würde die S. de Perijá und damit ein Ast der columbischen Anden selbst aus der meridionalen in die ostwestliche Richtung umschwenken. Zu derselben Meinung ist schon früher Sievers bei Erforschung der Sierra Nevada de S. Marta gelangt. Diese ist im wesentlichen ein sehr hohes Gebirgsstück von vorcambrischem Gestein, von ähnlichem Streichen wie S. de Perijá.[44]

Auf der von Sievers nach ausgedehnten Forschungen entworfenen Karte der Leitlinien sieht man, wie die einzelnen Zweige der Anden, indem sie von Süden her der caraibischen Küste sich nähern, mehr und mehr nach NO., ONO. und selbst O. einschwenken, alle hinstrebend gegen den Bogen der Antillen.[45] Diese Zweige gehen (I, 686) von einer grossen Virgation in S. Ecuador aus. Ihre vier Aeste, Cord. de Choco, C. occidental, C. central und C. oriental, sind durch die Thäler des Atrato, Cauca und Magdalena getrennt. Die Cord. oriental, gegen N. und NO. die längste, ist gegen S. die kürzeste. Die S. de Bogotá ist eine ihrer Kulissen; Hettner hat sie erforscht.[46] Die von Sievers be-

schriebene S. de Merida ist eine folgende.[47] Der Höhenrücken, der öfters auf Karten O. vom See von Macaraibo verzeichnet wird, besteht nicht. Auch hier herrscht Str. NO. Die Serrania an der Küste von Caracas und die S. davon liegende Serrania interior sind weitere Kulissen, aber auch das caraibische Gebirge sammt Trinidad ist nichts Anderes.

Auf dieses an sich so einheitliche Bild wird ein neues Licht durch Stille's Studien am Rio Magdalena geworfen. Hienach ist sein Thal wenigstens bis 3° 45′ hinauf ein Graben, dessen Ostrand zugleich der W.-Rand der Cord. oriental und der S. de Perijá ist, so dass die tiefer liegende Strecke zwischen der letzteren und der Sierra de S. Marta nach aller Wahrscheinlichkeit die Fortsetzung des R. Magdalena-Grabens und die S. Nevada die Fortsetzung der Cord. central sind.[48]

Es wurde bereits gesagt, dass nach Cortese Brüche maassgebend sind für den Bau von N. Venezuela und dass von Cumana zum Golf von Paria wahrscheinlich ein Graben zieht. Sowie Cortese die Erdbeben in Venezuela, schreibt Stille die Erdbeben von Bogota und Cucuta diesen Brüchen zu. Die Faltung ist die ältere Erscheinung. Die Brüche sind nach Stille am R. Magdalena jünger als ein guter Theil der Tertiär-Formation, auch jünger als gewisse andesitische Aschen und Laven. Die Cord. oriental trägt keine thätigen Vulcane.

Aus den columbischen Anden und den benachbarten Theilen Ecuador's sind hauptsächlich vorcambrische und cretacische Gesteine, ferner eruptive Felsarten verschiedenen Alters angeführt worden. Nun unterscheidet Bergt schon von 4° 15′ n. Br. her an der Westseite der Cord. central Diorit-Porphyrite von tonalitischem Habitus, welche den weiter im Süden zu so hoher Bedeutung gelangenden mesozoischen Eruptiv-Gesteinen verglichen werden.[49] Ferner ist nach Bergt eine namentlich an der Westseite der C. central zwischen 2° und 1° n. Br. auftretende, hochveränderte Gesteinsfolge als palaeozoisch anzusehen.

Kreide-Ablagerungen sind sehr verbreitet und sehr mächtig. Am R. Magdalena schätzt sie Stille sogar auf rund 6000 M.[50] Die Unter-Kreide, deren europäischen Charakter schon Karsten erkannte, bietet die Stufen von Hauterive, Barrême, Apt und des Albien[51]; es folgt Ober-Kreide (Ananch. ovata, Spat. cor anguinum), dann noch rother Mergel mit Gyps (Guaduas-Schichten, die Stille

zur Kreide rechnet), ferner Schotter und feinklastische Sedimente, die für Tertiär gehalten werden.

Im westlichen America von Alaska bis Ecuador beginnt somit die Discordanz und Transgression der Kreide nicht mit dem Cenoman, sondern schon mit dem Neocom. Von Wrangell bis Californien ist es die russisch-boreale Facies der Knoxville-Stufe und hier die mediterran-europäische Facies.

Der Zusammenhang von Nord- und Süd-America tritt deutlich hervor, wenn man zu Sievers' Karte der südlichen Leitlinien die von Sapper entworfenen Leitlinien Mittel-America's fügt.[52] Nun gewahrt man zwei Virgationen mit entgegengesetzter Krümmung, die beide im Bogen der Antillen sich vereinigen.

Dieser Bogen bedeutet das Vortreten der pacifischen Falten in das ungefaltete Atlantische Gebiet, und zwar in dem Raume zwischen Laurentia und Brasilia. Dieser ganze Raum ist auch von dieser Bewegung beherrscht und sie ist bestimmend für alle Leitlinien der Westküste von 43° n. Br. bis 4° s. Br.

Ecuador. Peru (I, 684). Gegen das Meer hin ist die Cord. occidental von Flachland begleitet, aber aus der Inoceramen-Kreide von Guayaquil (I, 685) tauchen vereinzelte Kuppen von Syenit und Diorit hervor und an der Ostküste der Insel Puña (2° 48′ s. Br.) fand Wolf eine Breccie von andesitischen Laven.[53]

Aus dem tertiären Küstenstriche, der sich über Piura und die Wüste von Sechura bis 7° s. Br. erstreckt, tauchen da und dort Schlammvulcane auf. Grzybowski hat gefunden, daß sie sammt den Vorkommnissen von Erdöl in das Unter-Miocän oder an die Grenze des Oligocän, folglich etwa in das Alter des Erdöl's von Trinidad, zu reihen sind. Es gibt aber hier Granit in der Nähe von 4° s. Br. am Rio Tumbez und Phyllit mit Str. N. bei Payta (5° 5′ s. Br.[54]). Sie sind wahrscheinlich die Ausläufer der wenig bekannten Cord. de Amotape.

Das Hochgebirge von Ecuador besteht aus einer westlichen Kette als Fortsetzung der Cord. occidental, hauptsächlich aufgebaut aus mesozoischen Intrusiv- und Effusiv-Gesteinen und aus einer östlichen, der Cord. central entsprechenden Kette, die vorwaltend aus vorcambrischen Gesteinen zusammengesetzt ist. Beide sind getrennt durch das interandine Gebiet, das beiderseits begleitet und überschüttet ist von jungen Vulcanen.[55]

Südlich von 4° 30′ wird das Gebirge breiter und in N.

Peru auch mannigfaltiger. Profile wurden von hier angeführt, welche die niedrigen Berge aus alten Felsarten längs der Küste, die hohen mesozoischen Ketten und die alten Gesteine im Osten, am Marañon, umfassen (I, 680), aber erst das 220 Kilom. lange Profil, welches Steinmann von Lima quer über die erste hohe Kette der Anden gezogen hat, lehrt, daß hier bereits in gewaltiger Mächtigkeit die große Narbe hervortritt, aus der seit der rhätischen Zeit oder dem Lias bis zum heutigen Tage wie aus einer immer wieder sich öffnenden Wunde geschmolzene Gesteine hervorgetreten sind.

In diesen unterscheidet Steinmann: 1. Basische Porphyrite (basischen Feldspath, Augit, Magneteisen und Titaneisen), oft auch porphyritische Breccie oder Tuff, oft begleitet von jurassischen Fossilien oder auch gänzlich vertreten durch normale jurassische Sedimente; 2. Anden-Diorit (auch Anden-Granit), mit Gängen von Aplit und Pegmatit; 3. Quarz-Andesit; er gehört mehr dem Osten an; in seiner Contact-Zone liegen die Erze von Cerro del Pasco. Thätige Vulcane gibt es hier nicht.

Sechs Zonen werden aufgezählt: 1. die granitische und tertiäre Zone der Küste (nicht im Profil); 2. eine wenig breite Zone von normaler unterer Kreide, die nicht weit über Lima reicht; 3. die Zone der Diorite; 4. eine porphyritische mesozoische Zone; 5. eine normale kalkige mesozoische Zone; 6. im Osten eine Zone von altem Schiefer und Granit.

Wir wollen aber, um den Maassstab nicht zu verlieren, die Thatsache in Erinnerung halten, dass das Profil über diese vordere Kette der Anden in seiner Länge der Entfernung vom Aussenrande des Jura-Gebirges S. von Basel bis zum südlichen Ufer des Lago Maggiore entspricht. Hievon fällt den Zonen 3 und 4 fast die Hälfte zu. Insbesondere die Quarz-Andesite treten noch reichlich in 5 auf.

An dem Ausgangspunkte dieses Profiles, bei der Stadt Lima und auf der vorliegenden Insel S. Lorenzo, erscheint nach G. Neumann unter marinem Neocom eine Wealden-Flora mit einigen europäischen Arten; sie ist ein neuer Beweis dafür, dass die Küstenketten während verschiedener Abschnitte der mesozoischen Zeit wenigstens streckenweise trockenes Land gewesen sind.[56]

Cordillera Real (I, 667), argentinische Ketten (I, 660). Von Peru an ist das Gebirge in drei Hauptzonen getrennt.

Die erste, im Osten, ist die Cord. Real, an der Ostseite des Titicaca-See's vorbeistreichend; die zweite ist die Cord. de los Andes, der die Vulcane aufgesetzt sind; die dritte ist die Cord. de la Costa. Die seit der ersten Besprechung dieser Hochgebirge gesammelten Erfahrungen lassen erkennen, dass die Cord. Real, die ihr gegen W. vorliegende bolivische Altaplanicie und ebenso im Süden die argentinischen Ketten aus derselben Schichtfolge bestehen, welche einen beträchtlichen Theil der brasilischen Masse bedeckt, während die Cord. de los Andes und Cord. de la Costa eine abweichende, durch das Zurücktreten der palaeozoischen und die Entwicklung mesozoischer Meeresablagerungen bezeichnete Schichtfolge zeigen. Diese Thatsache ist für das Verständniss von ganz Süd-America und auch für den Vergleich mit Nord-America von Bedeutung.

Wir nähern uns dem Gebirge aus NO. Hier ist die ganze sedimentäre Decke bis auf sehr geringe Spuren entfernt. Evans traf am Madeira in 9° s. Br. einige Aufschlüsse und bemerkte, dass schon hier die alten Felsarten in einer der Cordillere parallelen Richtung streichen. Hier erscheinen Alkali-Granite, Granulit und andere krystallinische Felsarten, dann am Beni in weit von einander entfernten Stromschnellen Gneiss, Aplit und ein kieselreiches Gestein mit Spongien-Resten. Das Flachland liegt erstaunlich tief, in Caupolicán auf grosse Strecken nur 250—300 M. über dem Meere. Die Cord. Real steigt sehr rasch an; gegen NW., über den Nudo de Apollobamba hinaus, gehen ihre freien Enden verloren.[57] Nun folgen die Riesenberge im Osten und Südosten des Titicaca (Illimani, Illampu u. A.). Die Nevados de Araca sind ihre Fortsetzung gegen SSO. und dieses Streichen hält an bis N. von Cochabamba, wo unerwartet die Richtung WO. und dann plötzliches Umbeugen gegen S. eintritt, fast als sollte wirklich die Bucht von Arica eine Schaarung im Innern des Landes anzeigen, obwohl, wie sich bald ergeben wird, die Faltung dieser Annahme wenigstens im Süden nicht entspricht. Hier beginnen die langen argentinischen Sierren, die weit im Süden gleichfalls in freie Enden auslaufen.

Aus der Gipfelgegend des Illimani hat Conway Gneiss und grobkörnigen Granit gebracht.[58] Palaeozoische Sedimente bilden die Abhänge. Steinmann und seine Mitarbeiter Hoek und v. Bistram haben vom Illimani (16° 40′) über die Beugung bei

Cochabamba hinaus bis 22° 30′ den Bau der Ketten in lehrreicher Weise dargestellt. Der Gneiss verschwindet bald. Cambrische, silurische und devonische Sedimente, über ihnen ein rother, cretacischer Sandstein, Steinmann's Puca-Sandstein, bilden in langen Falten das Gebirge. Die Faltung ist, so weit sie kennbar ist, gegen O. gerichtet, und muss jünger sein als der cretacische Puca-Sandstein. Die Verbreitung dieses Sandstein's ist so gross, dass seine Transgression unvereinbar scheint mit dem früheren Bestande eines Hochgebirges.[59]

Zu diesen Erfahrungen fügen sich wichtige neuere Beobachtungen der argentinischen Geologen, für deren gütige Mittheilung ich den Herren Hermitte, Keidel und Schiller zu Dank verpflichtet bin.

Die Faltung gegen Ost ist noch in dem äussersten Osten des Gebirges kennbar; an der Ostseite der Sierra de Zenta (nahe 23° s. Br., 65° 10′ w. L.) traf Keidel gegen Osten bewegte Schuppen von Phyllit, von cambrischen und untersilurischen Sedimenten und hat noch obere Kreide an der Schuppenbildung theilgenommen. Der östliche Rand der Praecordillere scheine, sagt Keidel, an manchen Stellen ein auf eine unsichtbare Masse aufgeschobener Schollenrand zu sein und bezeichne ungefähr die östliche Grenze, bis zu welcher die Wirkung der horizontalen Bewegung unmittelbar sichtbar ist. Aehnliche Schuppen hat in derselben Gegend, am oberen Bermejo, auch bereits Valentin gesehen.[60]

Von hier an bis nach Mendoza, durch zwölf Breitegrade, verräth der südliche Rand des Gebirges lange Brüche, Horste und Gräben, welche die Falten durchschneiden. Brackebusch unterschied auf dieser Strecke nicht weniger als neun gegen Süd vortretende Höhenzüge oder Kulissen, die östlichen mehr vereinzelt aus der Ebene sich erhebend, die westlichen länger und enger an einander gerückt. Auf diese Art lassen die von demselben Beobachter entworfenen Isohypsen ein Bild entstehen, das, allerdings in grösserem Maassstabe, dem Aussenrande der Rocky Mts. auf S. 440, Fig. 31, gleicht.

Es sind freie Enden, die aus Bruchnetzen hervortreten. So fanden es insbesondere Stappenbeck in Rioja und Keidel in Mendoza. Auch Querstörungen treten ein und durch das Andauern der Faltung werden bei Mendoza Torsionen erzeugt,

auch Ueberschiebungen von cambrischen über pflanzenführende rhätische Schichten.

Die argentinischen Praecordilleren sind entstanden, in dem etwa in der Breite der Bucht von Arica der westliche Theil des Vorlandes Brasilia von der gegen Ost gerichteten Faltung überwältigt wurde und dabei an submeridionalen Linien eingebrochen ist, dass aber dieser Vorgang gegen Süden an Macht abgenommen hat und südlich von Mendoza erstirbt. Dieser Vorgang ist vielleicht heute noch nicht abgeschlossen. Die sehr bedeutenden Mengen von postcretacischem Schotter und Conglomerat, welche viele Gehänge begleiten, zeigen Neigungen bis zu 60° und deutliche Discordanzen. Erdbeben gehen zuweilen von dem Bruchnetze von Mendoza aus.

Obwohl abweichende Neigungen bestehen, dürfte doch die vereinzelte S. de Córdoba (2530 M.) demselben Vorgange zuzuschreiben sein. Sie besteht fast ausschliesslich aus vorcambrischen Felsarten. Ihre Falten streichen nach Bodenbender vorherrschend N. 25 W. (mit Abweichungen bis N. 25 O.) durch vier Breitegrade und sind durchschnitten von jüngeren Brüchen; der ganze submeridionale W.-Rand ist vielleicht ein solcher Bruch. Bedeutende Senkungen verräth auch eine Decke von muthmaasslich permotriadischem Sandstein.[62]

Diese so weitgehende Faltung des Vorlandes ist einzig in ihrer Art; es ist daher ein genauerer Vergleich der Anden und Brasilien's geboten.

Am unteren Amazonas beschreibt Katzer transgredirendes Devon in Gestalt der Hamilton-Stufe (nach Schuchart Oriskany) der Vereinigten Staaten. In Matto Grosso trifft man nach Ammon's Angabe wieder die Hamilton-Stufe, kennbar an der weit verbreiteten Vitulina pustulosa, aber auch die nächst ältere Upper Helderberg- (und Oriskany Sandstone-) Stufe mit massenhaftem Auftreten der Leptocoel. (Anoplotheca) flabellites. Beide, die Leptocoelien- und die Vitulinen-Stufe, fand Bodenbender in den Praecordilleras nur durch eine Bank mit Meristella vom Unter-Silur getrennt; Kayser hat hieraus Transgression gefolgert. Beide Stufen erreichen den Titicaca-See.[63]

Am Amazonas folgt noch marines Ober-Carbon. Am Titicaca-See, dann weit gegen NO., und in SO. bis nahe bei Cochabamba erscheint auch (Ober-?) Carbon (I, 667).[64]

In Nord-Brasilien und in diesem Theile der Anden erlöschen mit dem Carbon alle Meeresbildungen und sie fehlen bis zur Zeit der obercretacischen Ueberdeckung, die hier wie dort eintritt, in Brasilien aber als eine zum Theile marine Transgression auf sublitorale Landstriche beschränkt bleibt. Tertiäre Meeresablagerungen fehlen ganz. In Süd-Brasilien sind überhaupt die Meeresablagerungen wenig entwickelt, bis vom Süden, vom La Plata her, eine grosse tertiäre Transgression eintritt.

Wir gelangen zu den nicht marinen Bildungen.

In den Praecordilleras zwischen S. Juan und Mendoza hat Szajnocha die europäische Culm-Flora nachgewiesen; sie ist noch nicht aus Brasilien bekannt.[65]

Zeiller hat gezeigt, dass die Kohlenflötze von Rio grande do Sul und dem südlichen Theile von S. Caterina (28—32° s. Br., 48—54° w. L.) der Khaharbári-Flora des indischen Unter-Gondwána angehören.

Kurtz hat dieselbe Flora in Bajo de Velis (Sierra S. Luis, 32° 20′ s. Br., 65° 30′ w. L.) entdeckt und Bodenbender hat sie in dem Sandstein gefunden, der in den sogenannten pampinen Sierren und den Praecordilleras bald auf archaischer und bald auf palaeozoischer Unterlage ruht. Auch die bezeichnende Glossopt. Browniana fehlt nicht und Lepidodendron begleitet diese Flora wie in Süd-Africa und an der unteren Tunguska (III, 45).[66]

Rhätische Pflanzenreste sind in den Praecordilleras bekannt. Dann folgen die gewiss zum Theile aussermarinen Puca-Sandsteine und Mergel der Kreide, da und dort mit Süsswasser-Conchylien und Dinosaurier werden aus der Höhe von 4000 M. angeführt. Ueber diesen liegen namentlich in einzelnen Theilen der argentinischen Sierren ganz wie in Columbien erstaunliche Mächtigkeiten von Schotter, Sand und thonigem Sediment ohne organische Reste, zum Theile von tektonischen Bewegungen getroffen, welche den Zeitraum von Ober-Kreide bis zur Gegenwart füllen.

Hieraus ergibt sich, dass wenigstens vom 14. bis 35.° s. Br. für die ganze O. vom See Titicaca und vom Vulcan Tinguirica liegende Strecke der Anden eine mesozoische Vervollständigung der marinen Serie nicht eintritt. Man befindet sich in den

argentinischen Praecordilleras in der That in einer Vorland-Serie. Die Uebereinstimmung mit Brasilien geht so weit, dass von Carbon bis Ober-Kreide keine Meeresablagerung erscheint und mehrere Floren (Culm, Gondwána, Rhätisch) zeigen, dass in der That hier durch lange Zeit kein Meer gewesen ist. Thätige Vulcane fehlen diesem ganzen östlichen Theile der Anden. Allerdings zeigen sich aber die Spuren früherer vulcanischer Thätigkeit.

Stelzner hat einen langen Zug von Silber-Zinn-Gängen vom N.-Ende des Titicaca längs der hohen Cord. Real über Oruro und das berühmte Potosi bis nach Argentinien, d. i. von 15° 10′ bis 21° s. Br. nachgewiesen. Er entspricht einem Zuge von höchstens cretacischem Quarztrachyt und Dacit.[67] Dieser ausserhalb der Zone der heutigen Vulcane auftretende Zug beweist, dass auch hier Einengung oder Verlegung der vulcanischen Thätigkeit stattgefunden hat. Auch an anderen Orten greifen Andesite in das östliche Gebiet über.

Als ein ziemlich selbständiges Element erscheint im Westen dieses Theiles der Anden ein langgestrecktes, schmales Hochland, die bolivische Altaplanicie. Sie tritt etwa in 16° deutlich hervor; jenseits 23° kann die Hochfläche von Atacama als ihre Fortsetzung gelten. Ihre grösste Breite dürfte sie gerade dort besitzen, wo in der Breite der Bucht von Arica und der Beugung von Cochabamba die räthselhaften, der O.-Richtung der Faltung nicht entsprechenden Andeutungen einer Schaarung sich zeigen. Dereims gibt ihr die Höhe von 3700 bis 3800 M. (Titicaca 3812 M., im Osten Illampu 6684 M. und Illimani 6458 M. nach Conway; im Westen Sajama über 6500 M.)[68]

Nach einem Querprofile von Steinmann besteht die Altaplanicie in 17° aus leicht gewellten Schichten. Im Osten herrscht die palaeozoische Serie der Cord. Real, von Trachyt durchsetzt, weiter gegen West der sehr mächtige, cretacische Puca-Sandstein und die gleichfalls mächtigen postcretacischen Sedimente.[69]

Cordillera Real, argentinische Cordilleren und Altaplanicie sind ein Gebirgsland mit der Schichtfolge des brasilischen Vorlandes, andinem Baue und ohne thätige Vulcane.

Cordillera de los Andes und Cord. de la Costa. Diese beiden Ketten sind als eine Einheit anzusehen. Die Cord. de la

Costa ist die natürliche Unterlage der ihrer Ostseite autochthon an- und aufgelagerten mesozoischen Serie und diese Serie trägt die Vulcane.

In Peru wird marine Trias getroffen. In Süd-Peru und weit durch Chile herab reicht die Schichtfolge vom Lias bis in die Kreide; die Tertiärzeit ist durch blattführende Schichten vertreten. Die mächtige palaeozoische Serie des nahen Ostens ist noch nicht nachgewiesen; nur von la Ligua (32° 27′ s. Br., N. von Valparaiso) führt R. A. Philippi Schiefer mit Productus an.[70]

Westlich von dieser mesozoischen Serie treten die archaischen Gesteine der Küsten-Cordillere im Norden erst in vereinzelten Rücken auf (I, 673); weiter gegen Süd bilden sie lange zusammenhängende Züge. Wo sie fehlen, wie z. B. bei Iquiquí (20° 10′), gelangen die mesozoischen Gesteine an das Meer. Von Copiapó (27° 15′), vom alten Granit der Küste gegen Ost aufsteigend, hat Steinmann mesozoische Porphyrite, dann kieseligen Neocom-Kalk, hierauf Conglomerate und Tuff mit Porphyrit-Gängen getroffen. Dann wurden bei La Ternera über einem Conglomerat der archaischen Gesteine Kohlenflötze erreicht; Lias mit Arieten überlagert sie.[71] Schon bei Caracoles stellt sich Gyps im Jura ein, als ein leicht kennbarer Horizont.

Dieser mannigfaltigen mesozoischen, zumeist mit dem Unter-Oolith beginnenden Serie sind die grossen Vulcane aufgesetzt. In Betreff ihrer Vertheilung mag auf bereits Gesagtes und auf die Listen Hauthal's hingewiesen sein (I, 668 u. A.). Darüber kann kein Zweifel bestehen, dass auf dieser langen Linie bereits seit dem Unter-Oolith, vielleicht seit der rhätischen Stufe oder dem Lias, vulcanische Thätigkeit stattgefunden hat. Manche der mesozoischen Sedimente sind wahre Tuffe. Lagergänge und Kuppen durchsetzen die ganze Serie. Zwischen 27° und 30° 40′ wird man sich nach Möricke's Beobachtungen vorstellen dürfen, dass zuerst Diabase und Augitporphyrite, zumeist als Decken, mit Lagen von Tuff und Breccien erschienen sind, die durch den ganzen Jura und einen Theil der Kreide herrschend blieben. Dann sind saurere Gesteine gefolgt, Quarz-Diorite, Hornblende-Porphyrite und von Quarzporphyr begleitete Granite. Etwa gegen den Beginn der Tertiärzeit erscheinen Plagioklas-Augit-Gesteine, denen Andesite und Liparite folgen. Die von Möricke in Chile besuchten, noch nicht erloschenen Vulcane sind basischer,

schwankend zwischen olivinführendem Pyroxen-Andesit und Basalt.[72]

Möricke's Gesteinsfolge hat nur als ein Beispiel zu gelten. Die Quarz-Diorite, Granite und die ganze Gruppe der sogenannten Anden-Granite können als das Aequivalent der nordamericanischen Granodiorite angesehen werden. Diese sind von verschiedenem, manche von sehr jungem Alter. Sie wiederholen sich gegen Süden; Nordenskjöld nennt sie z. B. von der Insel Calbuco (N. von Chiloe) und noch viel weiter im Süden.[73]

Ausserordentlich lange Strecken kommen hier in Betracht. Burckhardt hebt hervor, dass mächtige Conglomerate von wohlgerundeten, jurassischen Porphyrit-Geröllen mit gleichbleibenden Merkmalen von Bolivien bis zum See Nahuel-huapi, d. i. durch nicht weniger als 25 Breitegrade bekannt sind. Alle diese Umstände verrathen, einen wie geringen Antheil an den vulcanischen Ereignissen dieser Landstriche die heutigen Vulcane darstellen.

Die wichtigste Quelle für ihre Kenntniss bleiben die bereits angeführten Arbeiten Hauthal's, obwohl sie erst vom 22. Breitegrade beginnen. Ihre bedeutendsten Ergebnisse sind: das Zurücktreten und gänzliche Fehlen von Vulcanbergen auf der patagonischen Cordillere, ihr fast ausschliessliches Auftreten in der Hauptcordillere, die Anordnung in Reihen, oft unter sich parallel und den andinen Leitlinien folgend, endlich ihr häufigstes Auftreten dort, wo die Gebirge aus parallelen NS.-Falten bestehen, wie in 22—27°, und dort ist auch die gradlinige Anordnung am klarsten.

Fügen wir hinzu, dass noch kein Bericht vorliegt, der deutlich ein Wandern der Vulcane anzeigen würde, dass dagegen in der Vulcan-Zone Gräben bekannt sind, so der von Hauthal erwähnte 150 Kilom. lange und nur 5—8 Kilom. breite Graben von Antofagasta.

Es wurde gesagt, dass Andesite in das Gebiet der östlichen Schichtfolge übergreifen, nicht aber thätige Vulcane. Einzelne Vulcanberge mögen noch nahe jenseits der Grenze stehen, wie die Zwillings-Vulcane bei Poma (Jujuy, Hauthal's Nr. 28), aber als thätig werden sie nicht angeführt.

Der W.-Rand der Altaplanicie mag im Norden diese Ostgrenze bezeichnen. Durch die ganze weitere Strecke fehlen mir aber gerade über diese Grenze genauere Berichte und es ist nicht mit Bestimmtheit zu sagen, ob die ältere Schichtfolge des

Ostens normal unter die mesozoische Serie der Cord. de los Andes hinabsinkt oder ob sie an einem Bruche mit Versenkung endet. Eine Grenze einer mächtigen palaeozoischen Serie gegen eine mesozoische Serie, der die palaeozoische Unterlage fehlt, ist bekanntlich in den Basin Ranges nahe dem 117. Meridian vorhanden (I, 744).

Im Süden hat W. Schiller die Reise von dem aus vorcambrischen und palaeozoischen Gesteinen bestehenden Pic de Palo (O. von S. Juan) gegen W. über die untersilurische Sierra del Tigre und von dort in die mesozoischen Gesteine des Aconcagua vollzogen. Ueber den Aconcagua ist bereits ein Bericht erschienen.[74] Seinen späteren Briefen darf ich entnehmen, dass gegen die Grenze hin der Bau höchst verwickelt ist; Pic de Palo ist gegen West überfaltet; W. von der S. del Tigre folgen die mesozoischen Quarz-Porphyre. Weiter im Süden wird der Graben von Uspallata als die Grenze bezeichnet. Die Cordillera (nicht die Sierra) del Tigre, die sich gegen Süd in den Aconcagua fortsetzt, besteht aus Quarzporphyr; die der W.-Seite aufgelagerten Jura- und Kreide-Schichten sind gegen W. geneigt und gegen den Espinacito-Pass durch eine grosse Verwerfung abgeschnitten, der dieselbe Gesteinsfolge, vom Quarz-Porphyr aufwärts und gleichfalls W. geneigt, folgt. Vulcanisches Gestein hat hier gewaltige Schollen von mesozoischem Gebirge, auch Gyps, hoch heraufgetragen. Der Aconcagua ist kein Vulcan, sondern gleichfalls eine Häufung mesozoischer Gesteine, und im Süden dieses Riesenberges (bei den Penitentes) tritt in mesozoischen Schichten eine grosse Ueberschiebung ein.

Hier sind den tüchtigen Kräften, die an der Arbeit stehen, schwierige Aufgaben gestellt.

Gegen Süden verschwindet die östliche, palaeozoische Serie völlig. Die östlichen Ketten der Cord. de los Andes sind hier in lange offene Falten gelegt.[75]

Unweit 35° streicht die Sierra Pintada vom Rande der Cordillere divergirend gegen SO. in die Pampas hinaus; nach Wehrli sind es Kämme und lange Gänge von Porphyr und Diabas, die aus Tuff und Sandstein hervortreten. Diese Sierra wird vom Rio Diamante und vom Atuel durchschnitten; ihr südliches Ende ist 60 Kilom. vom Rande des Hauptgebirges entfernt. Eine Ebene, die sich gegen N. keilförmig verengt, trennt sie vom Rande des

Hochgebirges. In den Vereinigten Staaten würde man diese Ebene vielleicht einen Park nennen. Eintretend in das Hochgebirge, traf Burckhardt eine breite, NS. streichende Synclinale, die den äussersten Ostrand der Berge am Atuel (35°) und am Rio Malarguë (35° 30′) bildet, wahrscheinlich aber noch weit länger ist. Diese Synclinale umfasst die ganze mesozoische Reihe vom unteren Jura aufwärts mit Inbegriff des Senon und des Danien in concordanter Folge. Discordant liegen darauf Laven, welche jünger sind als die Faltung.

In dieser Gegend werden am Rio Colorado die Porphyrit-Conglomerate so ausserordentlich mächtig, dass sie den grössten Theil der Thalgehänge bilden. Gyps schaltet sich in den Jura ein.[76]

Zwischen 38° und 39° ist wieder Burckhardt unser Führer. Die offene Faltung, die porphyritischen Conglomerate, den Gyps, die jungen Laven sieht man auch hier. Die höheren Stufen der Kreide sieht man nicht, aber im Innern des Gebirges erscheint eine für eocän gehaltene Süsswasserbildung, zwar discordant, aber auch in gestörter Lagerung. In dieser Strecke behält die Cordillere ihre Richtung bei, doch ist das Streichen der Falten, wahrscheinlich infolge der Einschaltung grösserer Granitmassen, wechselnd, und die ganze Cordillere ist durch die Einschaltung zweier langgestreckter Ebenen in drei Aeste aufgelöst. Burckhardt nennt von O. gegen W. folgende Glieder: 1. Die östliche Zone, hervortretend aus den Pampas; einfache mesozoische Falten; 2. das Plateau de las Lajas; Schotter und junge Laven; 3. Kette des Peiro Hachado mesozoische Falten; Porphyr und Porphyrit, junger vulcanischer Kegel; 4. Plateau des Aluminé; junge Laven, unter denen Granit entblösst ist; 5. östlicher Theil der Kette von Lonquimay, gefalteter Jura, durchbrochen von einem jüngeren Granitstock; 6. westlicher Theil derselben Kette, gefaltete porphyritische Conglomerate und Porphyrit, darüber junge Vulcane und Laven, abdachend gegen das chilenische Längenthal. Die Beschaffenheit der Ränder der eingeschalteten Ebenen veranlasst Burckhardt zu dem Schlusse, dass sie Senkungsfelder seien, es trete hier eine Virgation der Anden ein, hervorgerufen durch Senkungen.[77] Das Erscheinen von Gyps in einem bestimmten Horizont des Jura weist an sich auf örtliche Senkungen in frühererer Zeit und wir werden auf diesen eigenartigen, so sehr an die Basin Ranges erinnernden Bau zurückzukommen haben.

Im Osten, bei Roca am Rio Negro (39° 5′ s. Br., 67° 30′ w. L.) wird unter der allgemeinen Decke von jüngeren Bildungen, rother Sand mit Resten von Dinosauriern, die guaranitische Stufe, als der Untergrund des Flachlandes sichtbar. S. Roth hat in diesem Sande linsenförmige marine Zwischenlagen gefunden und Burckhardt hat gezeigt, dass ihre Fauna dem Ober-Senon und Danien, jenen selben höchsten Gliedern der Kreide entspricht, die eben innerhalb der Synclinale des Rio Malarguë (35° 30′) angeführt worden sind. Es ist dieselbe Stufe, die am Flüsschen Maria Farinha, N. von Pernambuco (8° s. Br.) um 32 Breitegrade nördlicher, von Derby und White bekannt gemacht wurde, und deren Uebereinstimmung mit dem höchsten Grenzhorizont der Kreide von Ninnyur in Ostindien Kossmat erkannt hat.[78]

Der guaranitische Sand mit Dinosauriern setzt nach Roth's Beobachtungen gegen W. fort und ist am unteren Pichi Leufu (l. Nebenfl. d. Limay, 40° s. Br., 70° w. L.) sichtbar. Einen tieferen Horizont bildet grauer Quarzit. Noch weiter gegen W. erscheint Porphyr-Tuff und ein Tuff von lebhafter rother und gelber Farbe gibt der Piedra Pintada den Namen. In solchem rothen Tuff-Sandstein, der nach unten in mergeligen Kalkstein übergeht, fand Roth marine Lias-Fossilien und eine eingeschaltete Bank mit Landpflanzen, die nach Kurtz der Flora von Rájmahál (indisches Ober-Gondwána) angehören.

Die Lagerung, bis hieher flach, zeigt nun zunehmende Störungen und an der Schlucht der nahen etwa 1000 M. hohen Sierra de la Angostura treten Gneiss und Granit hervor.[79] Porphyre und Granit folgen, begleitet von jungvulcanischen Gesteinen, noch weiter bis an den Fluss Collon Cura.

Die Lias-Fossilien der Piedra Pintada sind die südlichsten vorcretacischen Meeres-Fossilien, die bisher aus Patagonien bekannt sind. Ihr Auftreten ausserhalb des Randes der hohen Cordillere zeigt, dass die mesozoische Zone sich gegen Ost unter dem patagonischen Flachland ausbreitet; das Auftreten von Gneiss und einer Landflora zeigt jedoch, dass hier schon die Unterlage dieser Zone sichtbar ist und die Auflagerung der Landflora dürfte eben so autochthon sein, wie in der Cordill. de la Costa. Zugleich nimmt im Hochgebirge archaisches Gestein an Ausdehnung zu.

Die Kenntniss dieses Gebirges, so wie jene von ganz Patagonien, hat durch den Grenzstreit zwischen Chile und Argentinien ausserordentlich gewonnen.

In einer Weise, die einigermaassen an die alten russisch-chinesischen Streitigkeiten (III*a*, 144) erinnert, hatte man bei der Theilung Patagonien's die unbekannte Wasserscheide der Anden als die politische Grenze angenommen, unter der Voraussetzung, dass diese Wasserscheide nahe mit dem Kamme der Anden zusammenfalle. Aber das Gebirge ist, wie es sonst in arktischen Gegenden vorzukommen pflegt, von Eyden quer durchschnitten, so dass südlich von 41° die Wasserscheide so gut wie völlig an die Ostseite verlegt ist. Die Heftigkeit der westlichen Stürme, der bedeutende Niederschlag des pacifischen Abhanges und das beträchtliche Gefälle vieler dieser Querthäler bringen es mit sich, dass auch heute das Einschneiden der Flüsse nach rückwärts sich vollzieht, was gleichbedeutend ist mit einer weiteren Verschiebung der Wasserscheide gegen Ost, und mancher der grossen See'n an der Ostseite der Anden hat erst in wenig entfernter Zeit den Abfluss gegen West erhalten. Die Berichte von Steffen für Chile und die ausgedehnten Reisen Moreno's und seiner Mitarbeiter für Argentinien haben nicht nur zur Ermittlung dieser Thatsachen geführt, sondern auch ein wenn auch noch lückenhaftes, doch lehrreiches Gesammtbild der südlichen Anden geliefert.[80]

In 38—39° besteht die Cordillere O. vom Längenthale, wie gesagt worden ist, aus drei gefalteten Zonen, die durch zwei lang von N. gegen S. gestreckte, gesenkte Ebenen (Gräben) getrennt sind. In der westlichen Ebene (Plateau des Aluminé) wurde unter vulcanischen Decken Granit erwähnt. Das Granit-Plateau, welches Moreno am Pitchin-Nahuel-huapi (39° 35′, l. Zufl. d. Aluminé) erwähnt, ist wahrscheinlich seine Fortsetzung[81] und nach Hauthal's Beobachtung muss nur wenig S. von hier dieser Zug gegen W. bedeutende Breite besitzen; in ihm liegt der See Huechu Lafquen; der Vulcan Lanin und andere sind ihm aufgesetzt. Neben dem Granit erscheint an den See'n Lolog und Lacar (40° 10′) ein NS. streichender Gneiss-Zug.[82] Diese alten Gesteine umgeben auch den ganzen Westen des Nahuel-huapi und der mächtige Tronador (3400 M., 41° 10′ s. Br.) ist ein erloschener Vulcan auf einem Sockel von Granit.

Im Osten der Cordillere streichen aber noch mesozoische Faltenzüge fort. Am SO.-Rande des Nahuel-huapi traf Wehrli in der Nähe von Pto. Moreno eine Zone von Quarzporphyr und Porphyrit, welche gegen SO. zieht. Ihr folgen gegen O. grobe, breccienartige Tuffe und noch weiter gegen O. Sandstein; dann, bei S. Carlos ein breiter Sattel von Schichten, die nach ihren Pflanzenresten nicht jünger sein können als obere Kreide. Aehnliche Falten sind am Ostrande der Cordillere auch schon S. von 40° sichtbar, wo sie unter den hohen Basaltbergen verschwinden, die diesen Ostrand begleiten.[83] Die Gesteine des SO. Nahuel-huapi setzen wenigstens bis an den Rio Manso (41° 40′) fort; O. von diesem traf Moreno gegen den Rand der Cordillere hin eine cretacische Kette, welche 7000 Fuss erreicht, und Gipfel einer porphyritischen Felsart.[84]

Das Ergebniss ist, dass die alten Felsarten der Cord. de la Costa mehr und mehr landeinwärts treten, immer im Osten von mesozoischen Sedimenten begleitet, dass sie in 40° s. Br. schon in 70° w. L. sichtbar sind, wie im Norden überlagert von mesozoischen pflanzenführenden Sedimenten, ferner dass in 38—39° zwei lange Ebenen (Gräben) die Anden O. vom Längenthale nach der Länge theilen.

Porphyrite und ihre bunten Tuffe zeigen sich an vielen Stellen. Sie lassen sich in die Pampas verfolgen und noch weit im Süden wird unter den Basalten, die den Ostrand des Gebirges begleiten, die Porphyr-Kuppe des Mt. Kochaik (49° 6′ s. Br., 72° w. L.) sichtbar.[85] Moreno erwähnt eine Depression, die gegen SO. dem Rio Negro nahezu parallel streicht und S. von dieser eine ziemlich ausgedehnte Bergmasse, die Balcheta (etwa 40° 30—40′ s. Br. und 66° bis 66° 30′ w. L.), bis 1700 M. hoch.[86] Wir erinnern uns, dass S. von der Mündung des R. Negro an der Sierra S. Antonio im Golf von S. Matias (41° 40′) bereits ein Porphyr-Felsen erwähnt wurde (I, 665). Südlich von dieser Stelle sind ähnliche Vorkommnisse nicht selten. Fügt man zu den von Darwin angeführten noch die von Scrivenor beobachteten Fälle[87], so ergibt sich folgender Stand der Erfahrungen.

Südlich von S. Antonio (41° 40′) ist dermalen kein Punkt bekannt bis Trelew am unteren Chubut (43° 15′); dort tritt ein saures Eruptiv-Gestein hervor. Dann, von 44° bis zu den Höhen der Tetas de Pinedo (45° 3′), erscheint längs der Küste an einer

Reihe von Stellen Porphyr, Porphyrit und porphyritische Breccie, darunter bei S. Elena (44° 35′) ein 11 Kilom. langer Gang von Quarzporphyr. In der Nähe von Malespina (44° 30′), am Chico Chubut, tritt Quarzporphyr auf und eine enggefaltete porphyrische Masse, deren Falten SO. streichen. Ich glaube annehmen zu dürfen, dass diese Vorkommnisse am Chico Chubut und an der Küste zwischen 44° und 45° Ausläufer des Rückens sind, der nach Moreno aus NNW. bis zum See Musters streicht. Die nächste bekannte Stelle ist Pt. Desire (Deseado; 47° 50′), von wo Darwin einen 134 M. hohen und mindestens 40 Kilom. in das Land sich erstreckenden Zug von Thonsteinporphyr und geschichteter Breccie anführt.

Endlich wird noch Bird Isl. (48° 56′) genannt.

Durch viele Breitegrade sind Decken von Porphyr-Geröllen, das Tehuelche-Gerölle, ausgebreitet. Siemiradzki und Scrivenor meinen, dass sie von Porphyr-Inseln innerhalb der Pampas stammen.[88]

Alle diese Umstände, insbesondere das Hereinrücken der alten Felsarten von Westen her gegen das Innere, das stellenweise Vortreten einzelner mesozoischer Rücken, ganz insbesondere der Bau der Gebirge, welche im Norden und im Süden den Raum abgrenzen, haben veranlasst, dass hier (I, 665) die Meinung ausgesprochen wurde, dass in diesem Raume die Aeste der Anden in Virgation gegen S. und SO. auseinander treten. Diese Meinung wird von den hochverdienten argentinischen Forschern nicht getheilt. Es wird entgegengehalten, dass Roth am Lago Musters Gabbro getroffen habe, auch Erguss-Gesteine, wahrscheinlich Quarzporphyr, auch Mandelsteine. Diese alle hätten aber nichts zu thun mit den jurassischen Porphyriten der Anden und seien jünger als untertertiär. Beweise für die Ablenkung der Cordillere seien nicht vorhanden. Faltung sei nicht vorhanden, sondern nur locale Störungen durch Eruptionen.[89]

Vorläufig mag festgestellt sein, dass das ganze Gebiet nicht die Gesteinsfolge Brasilien's, auch nicht jene der argentinischen Praecordilleras zeigt, wohl aber schon durch die vielen Eruptiv-Gesteine, welchen Alters sie auch sein mögen, jener der westlichen Anden sich nähert und dass es von diesen durch keine scharfe Grenze getrennt ist, wie z. B. Sierra Pintada und Pietra Pintada beweisen.

Sierra de la Ventana (I, 663). Die eben erwähnte Meinungsverschiedenheit erstreckt sich auch auf die Bedeutung der im Osten bei Cap Corrientes und Bahia Blanca anlangenden Ketten. Ueber die Thatsachen besteht, namentlich nach den genauen Beschreibungen durch Hauthal und Schiller, kein Zweifel.

Eine nördliche, weniger hohe Reihe von Ketten streicht gegen SO., von jenseits Olavarria über Tandil nach Cap Corrientes. Granit und Gneiss treten an der Nordseite hervor. Diesen lagern discordant, ohne heftigere Faltung, doch von Verwerfungen durchschnitten, Dolomit, Quarzit und an einigen Stellen dunkler Kalkstein auf. Der Quarzit führt Reste, die für Arthrophyc. Harlani Hall gehalten werden (obere Grenze des N.-Americanischen Unter-Silur).

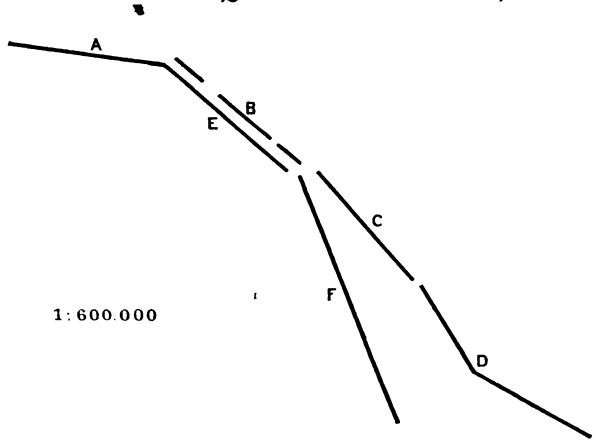



Fig. 36. Leitlinien der Sierra de la Ventana (nach Hauthal).
*A* Sierra de Puán, *B* S. de Bravard, *C* S. de las Tunas, *D* S. de Pillahuinco, *E* S. de Curumalal, *F* S. de la Ventana.

Durch eine etwa 150 Kilom. breite Ebene getrennt, steht im Süden diesen Ketten eine zweite, gegen SO. sich theilende Gruppe gegenüber, die nach ihrem höchsten Theile die Sierra de la Ventana genannt wird (nach neueren Messungen 1280 M.). SW. von der S. Ventana (*F*, Fig. 36) tritt alter Granit auf, dann, den höchsten Theil der Sierra bildend, ein Quarzit jenem der S. Tandil ganz ähnlich, dabei jedoch heftig aus SW. gegen NO. überfaltet. Am N.-Fusse der S. de la Ventana fällt der Quarzit nach Süd und wird von Thonschiefer unterlagert, hierauf erscheint an den Abhängen der jenseitigen S. de Pillahuinco (*D*, Fig. 36) Conglomerat, dann wieder Thonschiefer.

Hauthal betrachtete die nördliche (Tandil-)Gruppe als ein stauendes Stück und die südlichen (Ventana-)Ketten als aus SW. gegen dieses gefaltet. Schiller und Keidel betrachten *F* und *C* als die beiden Schenkel einer von SW. gegen NO. überfalteten Synclinale.[90]

Burmeister hatte Tandil und Ventana als Glieder eines älteren Gebirgssystem's angesehen; Hauthal und die ihm nachfolgenden Beobachter meinen, dass sie ausserhalb des Verbandes der Anden stehen. Stelzner dagegen hielt sie für Zweige der Anden. Ich glaube hier nicht für Tandil, wohl aber für Ventana an Stelzner's Ansicht festhalten zu sollen.

Nahe der Mündung des La Plata kommt auf der Insel Martin Garcia ein basisches, vermuthlich altes Intrusiv-Gestein zu Tage. In Buenos-Aires soll in 300 M. Gneiss erbohrt worden sein.[91] Das sind die Spuren der alten brasilischen Masse und zu dieser gehört S. Tandil als ein Theil ihres Randes. S. de la Ventana vertritt für uns einen Theil der palaeozoischen Schichtfolge, welche durch das Eindringen der andinen Bewegung in das Vorlandsgebiet gefaltet worden ist. Die Richtung der Faltung gegen NO. ist jene, die nach dem allgemeinen gegen O. bewegten Baue der argentinischen Ketten an dieser Stelle zu erwarten wäre. Diese Annahme entspricht auch dem, was über die Beschaffenheit der patagonischen Ostküste gesagt wurde und enthebt uns der Nothwendigkeit, innerhalb des sonst so einheitlichen Baues von Süd-America für die S. de la Ventana den Bestand eines selbständigen Elementes vorauszusetzen.

Patagonien. Die breiten Tafeln des Flachlandes steigen gegen Westen an. Basaltische Decken und Kegel, ausgebreitete See'n, mächtige Moränen begleiten den östlichen Rand des Gebirges. In seiner Nähe treten etwas steiler geneigte Schichten der Kreide auf. In einiger Entfernung vom Gebirge liegen Kreide und Tertiär flach. Die Kreide erreicht auch z. B. bei Port S. Julian (49° 20′) die atlantische Küste.

Bei Roca, am Rio Negro (39° 5′) liegt rother Sand mit Dinosauriern, die guaranitische Stufe, und eine marine Ablagerung des Ober-Senon oder Danien. Am oberen Limay (40°), O. von der Sierra Pintada, fand Roth denselben Dinosaurier-Sand, hier auf quarzitischem Sandstein ruhend.[92]

Viel weiter im Süden, O. vom See Pueyrredon (47° 30′) traf Hatcher Grün-Sand mit grossen Austern, über diesem Conglomerat mit fossilem Holz, in dem marine Bohrmuscheln stecken, dann die fossilreichen Belgrano-Schichten, deren Fauna nach Stanton nicht jünger ist als Gault. Die Trigonien erinnern an jene von Uitenhage.[93]

Am Cerro Belgrano liegt Porphyr-Tuff unter der Kreide.

Am Mayer-Flusse (48° 15—30′) liegen die Dinosaurier-Sande des Nordens. Von der Strecke zwischen Lago Argentino und dem Seno de la Ultima Esperanza (50° 10′ bis 51° 55′) geben Hauthal's geologische Karte und die Erläuterung von Wilckens ein anschauliches Bild. Das Hochgebirge ist vergletschert und unbekannt. Oestlich schliesst sich an dasselbe eine Zone, die aus Quarz-Sandstein und über diesem aus mächtigen Bänken eines gepressten, splitterigen Thonschiefers mit Algen, ähnlich jenen des Flysch, mit zahlreichen Inoceramen, ferner mit Pachydiscus und Cardiaster. Nach dem, was hier über ostalpinen Flysch und über die Yakutat-Serie in Alaska gesagt worden ist, muss die Wiederkehr dieser Facies an so entfernten Punkten Verwunderung erregen. Wilckens nennt diesen Horizont die Stufe des Inoc. Steinmanni; Paulcke weist ihm senones, wahrscheinlich obersenones Alter zu. Darüber folgen marine Schichten, auch solche, die von Kurtz wegen der Aehnlichkeit ihrer Pflanzenreste der Dakota-Stufe gleichgestellt, von Wilckens aber zum Ober-Senon gerechnet werden. Die Stufe der Lahillia Luisae führt noch Baculiten und gehört gleichfalls zum Ober-Senon.[94]

Auch die von der Halbinsel Braunschweig (M. Tarn bei Port Famine, 53° 30′) als Neocom angeführten Vorkommnisse gehören dem Saume des Gebirges an. Tiefer aus dem Innern stammt das räthselhafte Helicoceras fuegense, als dessen Fundort Dana die Nassau-Bay anführt (III, 676).[95]

Wie im Prairie-Lande N.-America's treten hier am Aussenrande des Hochgebirges vereinzelte junge Granitkuppen als Lakkolithen hervor. Hauthal führt mehrere Beispiele an, vor Allem Cerro Payne (50° 55′ s. Br., 73° w. L., 2500 M.), der mantelförmig umgeben ist von cretacischen Schichten, in die er Apophysen sendet. Auch Chalten (Fitzroy, 49° 15′ s. Br., 70° w. L.) ist ein granitischer Lakkolith; er wurde so wie Payne für einen Vulcan gehalten.[96] Die Kreidemergel scheinen diesen Intrusionen gegenüber dieselbe Rolle gespielt zu haben wie vor den Rocky Mts.

Auf die Gliederung der tertiären Schichten soll hier nicht eingegangen werden. Am Mayer-Flusse sind geneigten tertiären Meeres-Schichten nach Hatcher horizontale tertiäre Süsswasser-

Schichten angelagert.[97] Otto Nordenskjöld sah bei Lake Solier im Feuerlande (54° 25′ s. Br., 67° 45′ w. L.) senkrechte, wahrscheinlich tertiäre Schichten in den nördlichen Vorbergen der Cordillere; sie streichen muthmaasslich bis zum äussersten Cap S. Diego an der Strasse Le Maire hinaus. Für alle Einzelheiten mag auf die eingehende Arbeit von Wilckens über diesen Gegenstand verwiesen sein.[58]

In dem Flachlande vom Rio Negro bis zum Feuerlande treten in beträchtlicher Ausdehnung vulcanische Bildungen auf, die von den hohen Kegeln der Anden recht verschieden sind. Es sind breite Tafeln einer dünnflüssigen basaltischen Lava. Hauthal hat sie auf einer Karte verzeichnet. Nach seiner Angabe sind die Ergüsse in ruhiger Weise auf Spalten hervorgetreten, die, zuweilen kaum 1 M. breit, meilenweit fortziehen. Da und dort sieht man auch Krater und diese stehen oft in gedrängten Gruppen, so z. B. am Unterlaufe des R. Gallego. Die Kegel pflegen nur einige hundert Meter zu erreichen.[99]

In der Nähe der Anden erlangen diese Vorkommnisse zwischen 40° 15′ und 41° 10′ eine ganz besondere Mächtigkeit; die Kegel stehen hier in einer selbständigen meridianen Reihe vor den Anden, mit denen sie durch ein vulcanisches Plateau verbunden sind. Wehrli nennt sie „eine Art von Prae-Andes".[100]

Diese Erscheinung wiederholt sich zwischen 47° und 48°; die Höhen sind hier noch bedeutender (Cerro Zeballos 2670 M.). Die basaltische Natur dieser Vulcane ist nicht völlig sichergestellt.

Nun mag die Besprechung den Rand des Gebirges verlassen und sich diesem selbst zuwenden.

Die alten Felsarten der Cord. de la Costa sind, allerdings mit vielen Unterbrechungen, bereits etwa bis 46° 30′ erwähnt und es ist (I, 676) gesagt worden, dass nach Darwin und Steinmann eine Zone von Schiefer und Sandstein, an der Ostseite des Gebirges herabziehend, die Halbinsel Braunschweig, den Admiralitäts-Sund, endlich die Strasse Le Maire erreicht.

Dieses ist der Verlauf der grossen, nach Nord concaven Leitlinie, welche die Curven der mexicanischen Sierra Madre wiederholt.[101]

Die Kenntniss von dem südlichsten Theile dieser Gebirge hat wesentliche Fortschritte durch Lovisato's Bericht über die

italienische Expedition unter Lieutenant Bove (1882),[102] dann durch Hyades, den Begleiter der französischen Mission zum Cap Horn (1882—1883)[103], endlich durch die schwedische Expedition unter Otto Nordenskjöld erfahren. Eine Frucht der letzteren ist eine geologische Karte, welche vom Süden bis 50° s. Breite reicht.[104] Werden zu diesen Arbeiten die älteren Berichte, namentlich jene von King und Darwin, gefügt, so gelangt man zu folgendem Ergebniss.

Auf dem 72 Kilom. langen Staten Eiland herrschen Sandstein, Quarzit und Thonschiefer mit Str. O. bis O. etwas in N. Auf Cap Conway, in der Mitte der Nordküste, wurden im letzteren einige Fossilien gefunden, die man anfangs für palaeozoische Spuren hielt. Steinmann hat aber in denselben Stücken Bruchstücke von Inoceramus gefunden und hält den Thonschiefer von Cap Conway für die Fortsetzung der cretacischen Gesteine des Mt. Tarn am Festlande. Zugleich bemerkte Steinmann vielen neugebildeten Glimmer und Aehnlichkeit mit Bündner Schiefer, als würde gegen Staten Eiland eine dynamische Beeinflussung der Sedimente bemerkbar werden.[105]

Landeinwärts von C. Conway besteht der Gipfel des Mt. Sebastian Cabot aus Amphibol-Schiefer. Sowohl der cretacische Thonschiefer als der Amphibol-Schiefer setzen über die Strasse le Maire fort.

Schiefer verschiedener Art, insbesondere aber Amphibol-Schiefer, bilden von hier an den grössten Theil des Gebirges bis Braunschweig und Otway Water, d. i. durch 500—600 Kilom. Wahrscheinlich streichen dieselben Gesteine noch viel weiter in das Gefüge des Gebirges W. vom Oberlaufe des Gallegos hinein. Amphibol-Schiefer herrscht am Beagle-Kanal, bildet das hohe Gebirge bis zum M. Sarmiento, dann Theile von Clarence und Dawson Island, Cap Froward u. A. An der N.-Seite der Insel Hoste geht das Gestein in Amphibol-Gneiss über, an anderen Stellen wurde Quarzschiefer mit Granaten gefunden, auch porphyrischer Feldspat-Schiefer, Chlorit-Schiefer und an zwei Stellen Andalusit-Schiefer. Alle diese Schiefer begleitet im Norden die cretacische Zone des M. Tarn. Zweifelhaft blieben einige im Süden, im Dachschiefer der Insel Button (W.-Küste von Navarin, Bucht Ponsonby) von Hyades getroffene Foraminiferen. Alle älteren Schiefer haben Pressung erfahren.[106]

Südlich und westlich von diesem Gebirge läuft von äussersten Süden bis weit gegen Nord eine lange und, wie Nordenskjöld's Karte vermuthen lässt, wenig unterbrochene Zone eines jüngeren granitischen Gesteins. Sie beginnt am Cap Hoorn und der Hermite-Insel und ist auf vielen Inseln längs der Süd- und West-Küste wieder getroffen worden. Auch noch im Trinidad-Kanal (50° s. Br.) ist das Gestein bekannt und es gleicht so sehr dem Granodiorit der Anden und des westlichen N.-America, dass Nordenskjöld die Meinung aussprechen konnte, es sei längs der pacifischen Küste Patagonien's ein ähnlicher grosser granitischer Zug vorhanden, wie z. B. in Alaska.[107]

Andesitische Gesteine werden von wenigen Punkten (z. B. mitten im Beagle-Kanale) angeführt. Eine Ausnahme ist die Umgebung der Nassau-Bucht. Andesite, andesitische Tuffe und Breccien, säulenförmiger Basalt und Labradorite treten auf der Hardy-Halbinsel und den gegen O. vorliegenden Inseln, S. von Navarin und N. von Grévy hervor. Sie bezeichnen die Stelle später Ausbrüche. Im Norden der Insel Grévy traf Hyades kleinere basaltische Kegelberge, von denen einer in Hauthal's Liste der Vulcane als Mt. Oreille erscheint (213 M., 55° 33' s. Br.).

M. Oreille ist von dem südlichsten bisher bekannt gewesenen Vulcane durch nicht weniger als 12 Breitegrade getrennt, aber das Gebirge ist noch sehr unbekannt; ähnliche kleinere Berge können leicht unbemerkt bleiben und andesitische Felsarten treten in der That da und dort auf. M. Oreille liegt an einer Stelle, an der von Hardy durch die Wollaston-Inseln gegen Cap Hoorn ein Abweichen von der allgemeinen Richtung des Streichens sich kundgibt. Gerade hier, in der Nassau-Bucht, trennen sich, wie es scheint, zwei Aeste, von denen der eine durch Staten Eiland gegen O., zuletzt sogar gegen O. in N., der andere durch Cap Horn gegen SO. streicht. Der letztere ist allerdings nur durch die Lage der Inseln angezeigt, und auf der Insel Grévy, nahe unter Mt. Oreille tritt noch schieferige Hornblende auf.[108] Desshalb bleibt es unsicher, ob hier wirklich eine Kulisse abzweigt. Für diese Vermuthung darf angeführt werden, dass Andersson in der Bucht Tekenika, im W.-Theile der Nassau-Bucht, wo das Auseinandertreten zu erfolgen scheint, auf eine stark gefaltete Schichtfolge mit marinen Conchylien und Treib-

holz gestossen ist. Auch Helicoceras fuegense stammt aus der Nähe von Tekenika.[109]

Zweites Vortreten. Nachdem Bellinghausen im J. 1819 die Süd-Sandwich-Inseln besucht und einen vulcanischen Ausbruch auf der nördlichsten dieser Inseln, Sawadowskij, gesehen hatte, schrieb er: „Das Sandwich-Land und die Traversey-Inseln scheinen die Gipfel eines Bergrückens zu bilden, welcher durch die Clerks-Felsen mit Süd-Georgien und von dort aus durch die Felsen der Aurora mit den Falklands-Inseln in Verbindung steht."[110]

Der Bestand der Aurora-Felsen ist seither äusserst zweifelhaft geworden, aber die Vermuthung von irgend welcher Verbindung Patagonien's mit den antarktischen Gebirgszügen ist seither oft geäussert worden, so im J. 1831 von Barrow.[111]

Bereits im J. 1886 hat H. Reiter in einer bemerkenswerthen Schrift die Ansicht ausgesprochen, dass der Gegensatz der atlantischen und der pacifischen Räume auch in diesen südlichen Gebieten ausgeprägt sei. Der bogenförmige Bau von Graham-Land mit den Süd-Shetland- und Süd-Orkney-Inseln und der in entgegengesetzter Richtung gekrümmte patagonische Bogen wurden mit ihren Leitlinien auf einer Karte verzeichnet, welche die eigenthümlich harmonierende Lage der beiden Bogen erkennen lässt (II, 260).[112]

Im J. 1895 hat Petersen für wahrscheinlich gehalten, dass die Vulcane der genannten südlichen Strecken die Fortsetzung einer gegen SO. umbiegenden patagonischen Vulcanreihe seien.[113]

Im selben Jahre hat Arctowski eine zusammenhängende bogenförmige Leitlinie von Staten Eiland durch die S.-Orkney-Inseln nach Graham-Land gezogen und es als eine, wie er meinte, nicht zu kühne Hypothese ausgesprochen, dass die Anden in Graham-Land von Neuem sichtbar werden.[114]

Diese Ansicht hat die Zustimmung fast aller neuerer Forscher, insbesondere auch des um die Kenntniss dieser Landstriche hochverdienten J. Gunnar Andersson gefunden.[115]

Bei dem Eintreten in Einzelheiten sind zuerst die Falkland-Inseln abzuscheiden. Sie wurden an früherer Stelle (I, 677) als ein fremdartig abweichendes Stück gefalteter palaeozoischer Schichten bezeichnet. Ihr Devon ist in den westlichen Anden völlig unbekannt und stimmt ganz jenem von Matto Grosso und den bolivischen Anden überein. Darwin sagt, es seien steil ge-

stellte Thonschiefer und Sandsteine, im Osten mit Str. OW., weiter gegen West mit Str. WNW. und noch weiter sogar mit Str. N.[116] Auf Cap Meredith, dem südlichsten Theile von W.-Falkland, liegt nach Andersson's Angabe das Devon unmittelbar auf Gneiss. Diese Beobachtungen würden auf einen gegen NO. offenen Bogen des Devon deuten. Hiezu kommt, dass Arber und Nathorst unter den Pflanzenresten, die Andersson von dem kleinen Speedwell Eil. (S. von O.-Falkland) brachte, die Spuren der südafricanischen Glossopteris-Flora nachweisen konnten und dass seither Halle Glossopteris an zahlreichen Punkten in O.-Falkland antraf.[117] Nach einer freundlichen brieflichen Mittheilung des Hrn. Nathorst hat Halle unter diesem Horizont auch das glaciale Talchír-Conglomerat entdeckt.

Die Falkland-Inseln sind daher ein Stück alten Festlandes, vergleichbar mit Brasilien und S.-Africa, zugleich ganz verschieden von der Cord. de los Andes, ebenso auch von der patagonischen O.-Küste im Süden der S. de la Ventana, so weit diese bis heute bekannt ist.

Von Staten Eiland streckt sich, einige hundert Kilom. lang, die Burdwood-Bank aus. Sie ist nicht breit und zieht zuerst gegen ONO., dann gegen O. und endlich in leichter Krümmung gegen SO. Ihrer Lage nach könnte man sie leicht für die Fortsetzung von Staten Eiland halten. In 54° 18′ s. Br., 60° w. L., unweit von der Stelle, an welcher die Karten der englischen Admiralität eine „Gefahr", Burdwood Rock, anzeigen, lothete der jüngere Ross in — 44 M. einen schmalen Rücken von vulcanischem Gestein, von O. gegen W. gestreckt, rasch abfallend gegen N. und S. und auch weiter gegen Ost, in 54° 41′ s. Br., 55° 12′ w. L., traf er in — 489 M. schwarzen Sand und vulcanische Steine. Moreno bemerkt, dass in Süd-Patagonien Blöcke von basaltischer Lava und in ihrer Nähe auch Aschen am atlantischen Ufer getroffen werden, die vielleicht von unterseeischen Ausbrüchen herstammen.[118]

In der Nassau-Bucht wurde bemerkt, dass die Richtung von Cap Hoorn sich von jener gegen Staten Eiland entfernt und dass hier der vulcanische M. Oreille liegt.

Von Diego Ramirez wird angegeben, die Insel bestehe muthmaasslich aus Diorit; eine andere Nachricht meldet porphyrische Laven.[119] Die vereinzelten Shag Rocks (53° 49′ s. Br.,

43° 26′ w. L.) liegen nicht in der Fortsetzung der Burdwood-Bank, sondern NO. von dieser und müssten einer anderen Kulisse angehören. Die schwedische Expedition von 1902 hat sich ihnen genähert, sie scheinen aber noch nicht von Menschen betreten worden zu sein.[120]

Süd-Georgien wurde von Thürach als ein Stück eines 2000 M. hohen, steilen und heftig gefalteten Kettengebirges beschrieben. Phyllit-Gneiss, Thonschiefer und Quarzit, Diabas und Schalstein wurden angetroffen. Sie streichen NW. in der Richtung der Insel und hiedurch sowie durch ihren Umriss und ihre Lage wird diese Insel so ähnlich den Bruchstücken der Cordillere der Antillen, dass Fricker sie mit Puerto Rico und Haiti verglichen hat. Andersson's Sammlungen ergaben nach O. Nordenskjöld Phyllit, porphyrische Gesteine (wahrscheinlich Tuffe) und durch Pressung veränderte Porphyrite.

Süd-Georgien liegt gleichfalls nicht in der Fortsetzung der Burdwood-Bank; eine bogenförmige Verbindung wäre weit eher über die Shag Rocks denkbar.[121]

Von den Süd-Sandwich-Inseln fehlen mir leider neuere Nachrichten; Cook und Bellinghausen vermutheten aus der Gestalt der Inseln, dass sie vulcanischer Natur seien; von Sawadowskij ist es erwiesen, von allen anderen Inseln fehlt der unmittelbare Nachweis.[122] Allerdings ist das von Dumont d'Urville gegebene Kartenbild von jenem der grossen und hohen, von Fjords durchschnittenen Bruchstücke der Cordilleren ganz verschieden. Auf einem langen, leicht gegen Ost gekrümmten Bogen ragen in ziemlich gleichen Abständen ziemlich gleich grosse Inseln empor, wie etwa zwischen Monserrat und S. Vincent in den Antillen. Nur die Insel Ljeskow steht abseits. Auf den Süd-Orkneys (bis über 1600 M.) hat Pirie Grauwacke und Quarzit, Conglomerat und schwarzen Schiefer getroffen. Der letztere hat im östlichen Theile der Inselgruppe, nahe von Cap Dundas einen Graptolithen und Spuren eines Phyllocariden geliefert. (Graptolite Isl.) Die Schichten sind gefaltet und streichen NW. bis NNW. Auch Pirie vermuthet hier ein Stück eines grösseren Faltengebirges, das Patagonien mit Graham-Land verbunden haben möchte. Bruce's Karte von Laurie Eil. zeigt lange Halbinseln, quer auf die Richtung der Insel; sie liegen vielleicht im Streichen.[123]

Diese Angaben scheinen kaum mit dem zu prüfenden Grundplane übereinzustimmen. Nichtsdestoweniger meint Andersson, dürfe eine Verbindung mit der S.-Shetland-Gruppe vermuthet werden. Hier bemerke man im östlichsten Ende wirklich eine Beugung gegen OSO.[124]

Wir nähern uns nun den grösseren Landmassen des Südens.

Dieses Gebiet erstreckt sich durch mehr als sieben Breitegrade in einem gegen NW. leicht convexen Bogen nach SSW. und in dieser Richtung nimmt auch seine Breite zu. Schnee und Eis bedecken alles Land bis auf solche Strecken, die allzu steil sind und bis auf einzelne thätige Vulcane. Sehr lange Uferstrecken sind unnahbar wegen des Eisrandes, aber so verschieden sind die Umrisse der von Fjords und Eyden durchschnittenen Cordilleren von jenen der vereinzelten kegelförmigen Vulcanberge, dass über die unmittelbare Beobachtung hinaus manche Vermuthung geäussert werden durfte, die nachträgliche Bestätigung gefunden hat. So konnte insbesondere schon H. Reiter vermuthen, dass zwei getrennte Vulcan-Züge vorhanden seien.

Die Süd-Shetland-Inseln sind ein hoher und schmaler, felsiger Zug, von dem mir nur wenige Angaben bekannt sind, der aber allgemein als ein Stück einer Cordillere angesehen wird. Von der Nelson-Insel berichtet Nordenskjöld grünlichen Porphyrit. Larsen's Beschreibung der Durchfahrt zwischen Greenwich- und Livingston-Insel lässt Decken von säulenförmigem Basalt vermuthen. Geikie erwähnt auf den S. Shetlands wie auf Graham-Land mächtige Ergüsse von Basalt, ähnlich jenen Grönland's und der Faröer.[125] SO. von dieser Kette liegen Vulcane. Von der hohen kegelförmigen Clarence-Insel wird vermuthet, dass sie ein Vulcan sei. Bridgman Eil. wurde in Eruption getroffen. Deception-Eil. ist ein einziger riesiger Krater; das vom Meere erfüllte ovale Becken ist nach Kendal's Karte mehr als 11 Kilom. lang und 5—6 Kilom. breit.[126] Auch von Hoseason Eil. wurde vermuthet, dass es vulcanischer Entstehung sei.

Alle diese Punkte liegen in der Richtung der Bransfield-Strasse, und SO. von dieser Strasse liegen die ausgedehntesten Spuren antarktischer Gebirgsketten. Vielleicht schon von der Wedell-Insel her zieht das Gebirge über die Inseln Joinville und Dundee zum Louis Philippe-Lande, das, wie nun

bekannt ist, über Danco-Land und Foyn's-Land mit Graham-Land zusammenhängt, und das NO.-Ende dieses langgestreckten Gebirgslandes ist.

Von Dundee Eil. hat Capt. Robertson Granit gebracht und ein Gerölle von rothem Jaspis mit Radiolarien.[127] Von besonderem Interesse ist die Antarctic-Strasse zwischen Joinville und Louis Philippe-Land. In der Hoffnungs-Bucht, an ihrem W.-Ufer, hat J. G. Andersson acht Monate verlebt und eine geologische Karte der Ufer entworfen. Von hier hat O. Nordenskjöld das neuerliche Erscheinen der andinen Gruppe der Granodiorite des südlichsten Patagonien und hat Nathorst eine jurassische Flora beschrieben, die, in 63° 15′ s. Br. gelegen, jener Europa's und Ostindien's gleicht und keinerlei klimatischen Unterschied z. B. gegenüber Yorkshire erkennen lässt. Darunter erscheinen auch Süsswasserfarne (Sagenopteris). Lichte vulcanische Tuffe liegen darauf. Die Moränen verrathen das Auftreten von Quarzdiorit, Gabbro und Augit-Porphyrit.[128]

Die Inseln, die der Ostküste zwischen 63° 30′ und 64° 30′ s. Br. vorliegen, bestehen im Gegensatze zu dem gebirgigen Louis Philippe-Land aus einem sedimentären Tafellande, dem junge Vulcane aufgesetzt sind. Sie sind nach Nordenskjöld und Andersson: die grosse Insel Ross mit Mt. Haddington (2150 M.), N. davon Vega, dann gegen SO. von Ross, jenseits des Admiralitäts-Sundes, die Inseln Seymour und Snow Hill und im Sunde selbst die kleinen Eilande Cockburn und Lockyer.

Haddington steigt nach Ross in drei mächtigen vulcanischen Terrassen auf. Ringsum kommen unter den Laven die flachgelagerten Sedimente zum Vorschein und sie bilden ganz Seymour und wahrscheinlich auch Snow Hill. Sie führen senone Meeres-Conchylien (insbesondere Holcodiscus); Weller hebt die Verwandtschaft mit der indischen Arialurstufe und mit dem Senon der Magellan-Strasse hervor. Kilian kommt zu ähnlichen Ergebnissen und vermuthet eine südliche Verbindung der indischen mit der atlantischen Fauna, hierin mit Kossmat und auch mit Paulcke und Wilckens übereinstimmend.[129]

Von Seymour haben Larsen und Donald bereits vor längerer Zeit tertiäre Conchylien gebracht; Sharman und Newton vermuthen eocänes Alter, ebenso auch Wyman, der Wirbel von Zeuglodonten

und eine merkwürdige Mannigfaltigkeit von Resten Pinguinartiger Vögel von Seymour beschrieb.[130]

Von dem Kegelberge Percy auf Joinville (1128 M.) wird vermuthet, dass er vulcanischen Ursprunges sei; Paulet Eil. (SO. von Dundee) ist ein Krater mit Olivin-Basalt.[131] Cockburn in der Admiralitäts-Strasse ist wahrscheinlich ein Vulcan, doch kennt man von hier auch junge Sedimente mit Pecten; Mt. Haddington hielt auch Nordenskjöld für einen grossen Krater. Christensen wurde von Larsen erstiegen; diese Insel ist ein Vulcan, sein Gestein nach Petersen Feldspath-Basalt. Lindenberg wurde von Larsen in Eruption getroffen; die kleinen Robben-Inseln werden gleichfalls für vulcanisch gehalten.[132]

Diese vulcanische Zone liegt östlich vom Graham-Land, welches durch seinen Umriss sich in so auffallender Weise als die Wiederholung der patagonischen Anden kundgibt. Die Expedition Charcot hat aus der Gerlache-Strasse, folglich von der Westseite von Graham-Land, von 64° 5′ bis 65° 5′ nur Granit, Quarzdiorit und vulcanische Gesteine gebracht.[133]

Diese Angaben sind im Ganzen sehr lückenhaft; dennoch gestatten sie eine Reihe von Schlüssen.

Für Barrow's erste Vermuthungen und Reiter's weitergehende Ansichten über die Beziehungen von Graham-Land zu Süd-America führt Andersson drei Gründe an: „1. Der Umriss und die Orographie des südlichsten S.-America und von Graham-Land sind einander so ähnlich, dass ein Continent als das Spiegelbild des anderen bezeichnet werden kann. — 2. Der geologische Bau ist strenge symmetrisch. — 3. Die Schichtfolge der ober cretacischen und tertiären Meeresablagerungen ist dieselbe in Patagonien und in Graham-Land; namentlich wiederholt sich in beiden Gebieten der obercretacische Horizont des Lahillia Luisa.

Wir glauben im Einzelnen um die folgenden Schritte weiter gehen zu dürfen:

*a)* Die Falkland-Inseln haben eine argentinisch-brasilische Gesteinsfolge; von der Entscheidung, ob auch die Gondwána-Schichten gefaltet sind, wird es abhängen, ob sie mehr den argentinischen Praecordilleren oder mehr Brasilia gleichzustellen sind. In keinem Falle ist es die Gesteinsfolge der Cord. de los Andes.

*b)* Weiter gegen Innen liegt in Patagonien das obercretacische und tertiäre Flachland. Ihm entsprechen im Süden Snow Hill und Seymour Eil.

*c)* Die Vulcane der Ross-Gruppe (Paulet, Haddington, Christensen u. A.) können den vor den patagonischen Anden stehenden Vulcanen, insbesondere zwischen 47° und 48° (Cerro Colorado, M. Belgrano u. A.), verglichen werden, die weiter im Norden wohl auch Prae-Andes genannt worden sind.

*d)* Im nördlichen Graham-Lande treten deutlich zwei Hauptmerkmale der westlichen Anden hervor, nämlich die mannigfaltigen andinen Eruptiv-Gesteine und eine mesozoische Landflora. In 27° 15′ (la Ternera) und 40° (Piedra Pintada) war es die Lias-Flora; hier ist es jene des mittleren Jura.

*e)* Ein Zusammenhang der weit von einander entfernten vulcanischen Spuren der Burdwood-Bank, des Vulcanbogens der S. Sandwich-Inseln und der Bransfield-Vulcane (Bridgman, Deception u. A.) ist nicht nachweisbar. Die Süd-Sandwich-Inseln erlangen eine bereits öfter bemerkte Aehnlichkeit mit den Vulcanen der kleinen Antillen.

Noch weiter zu gehen, gestatten kaum die heutigen Erfahrungen. Es darf nicht übersehen werden, dass Staten Eiland und Cap Hoorn kein völlig übereinstimmendes Streichen besitzen und dass Oreille vielleicht den Beginn einer neuen vulcanischen Zone anzeigt, die vielleicht sogar näher mit S. Sandwich übereinstimmt als Burdwood. Auch verzeichnet Arctowski nahe S. von Staten Eiland — 4040 M. Ueber den Zusammenhang der anderen Gruppen, wie S. Georgien, ferner Orkneys und S. Shetlands muss die Entscheidung offen bleiben.

Die von Bruce entworfene Tiefenkarte zeigt alle genannten Inseln sammt Patagonien und Graham-Land auf einem gemeinsamen bogenförmigen Rücken stehend und alle umfasst von der Curve von — 1500 Faden (2743 M.), während von Westen her tieferes Wasser in den Bogen eingreift und noch nördlich von den S. Orkneys — 4219 M. gelothet wurden. Aehnliche Tiefen reichen bis S. von Staten Eiland. Schon Grange vermuthete, dass S. Shetlands und die kleineren Inseln bis Elephant einem gemeinsamen, der Krümmung von Graham-Land parallelen Höhenzuge angehören. Dies bestätigt die Tiefenkarte, nach welcher

auch S. Orkneys sammt ganz Graham-Land von der Curve von 1000 Faden umfangen sind.[134]

Oestlich von den S. Sandwich-Inseln fehlen die Lothungen. Vielleicht darf man hier eine ähnliche Vortiefe erwarten wie ausserhalb eines Theiles der Antillen.

Als feststehend darf angesehen werden, dass hier der pacifische Bau zum zweiten Male in atlantisches Gebiet vortritt. Im Südosten, gegen Coats-Land, darf man ein Vorland vermuthen in der tektonischen Lage von Brasilia.

Uebersicht. An einer früheren Stelle (II, 261) wurde gesagt, dass mit Ausnahme der zu den Antillen einschwenkenden Küste von Guatemala alle genauer bekannten Umgrenzungen des pacifischen Ocean's gegen diesen Ocean gefaltet sind. So zeigten es die damaligen Erfahrungen an. Heute weiss man, dass was damals als Ausnahme galt, eher als Regel anzusehen ist.

Im Norden ist das Elias-Gebirge in der pacifischen Richtung gefaltet; dasselbe gilt sogar noch für den Norden der californischen Sierra Nevada und für einzelne Theile des Basin Ranges.

Schon in den californischen Coast Ranges sieht man nichts Aehnliches. In den mexicanischen Sierren geht die Faltung deutlich gegen den atlantischen Ocean und ebenso ist es weiter im Süden, wo immer sie deutlich ausgeprägt ist, namentlich in den argentinischen Anden.

Bis in antarktische Gegenden hinab sind die der pacifischen Küste nächst gelegenen Gebirgszüge durch geringe Entwicklung der palaeozoischen Serie bezeichnet. Nur Ober-Carbon erscheint an einzelnen Stellen der Anden; nur aus den vortretenden Theilen wurden silurische Petrefacten von Venezuela und von den S. Orkneys gebracht. Das ist allerdings ein negatives Merkmal, welches künftige Entdeckungen beseitigen können, aber sicher ist, dass in Mexico, in Honduras, in Chile und in den antarktischen Anden pflanzenführende Schichten vom Alter zwischen Keuper und mittlerem Jura in diesen Ketten auftreten und anzeigen, dass sie in einem Theile der mesozoischen Zeit festes Land waren.

Erst östlich von diesen Ketten folgt in S.-America die lange, dem Zwischengebirge N.-America's ähnliche Zone mariner meso-

zoischer Schichten und mit ihnen die Zone der Riesenvulcane, und östlich von diesen die palaeozoische Schichtfolge der Altaplanicie, der Cord. Real, der bolivischen und argentinischen Anden, in denen von der Gondwána-Stufe, stellenweise vom Culm aufwärts nur pflanzenführende Schichten bekannt sind bis zur obercretacischen Transgression.

Wir möchten nun von zwei Antillen sprechen und neben die nördlichen Antillen die südlichen (S. Sandwich) stellen, wobei Patagonien und Graham-Land den Bau von Guatemala und von Columbia-Venezuela wiederholen. Diese beiden Antillen und namentlich die nördlichen, tragen deutlich einzelne tektonische Merkmale der asiatischen Inselkränze an sich und man wird versucht, die Anden als eine unvollkommene Wiederholung des asiatischen Planes anzusehen; das in östlicher Richtung überwältigte Vorland zwischen beiden Antillen (Argentinien, Brasilien) wäre die Ursache dieser mangelhaften Ausbildung.

Dieser Voraussetzung lassen sich zwei Umstände entgegenhalten.

Zuerst die Beschaffenheit der gegen West gelegenen Ketten, welche vielmehr einem Festlande der Trias- und Jura-Zeit entsprechen, während ihrer Westküste z. B. in Quiriquina marine obere Kreide discordant aufgelagert ist.

Ferner bestehen an einem grossen Theile der Westseite beträchtliche Tiefen, die man für Vortiefen halten möchte, die aber im Gegensatze zu allen asiatischen Vortiefen an der Westseite eines gegen Ost gefalteten Gebirges liegen.

Agassiz hat diese Tiefen sehr deutlich dargestellt.

Schon weit im Norden, wo die mittlere Tiefe des Ocean's etwa — 2000 Faden (3658 M.) ist, bemerkt man nahe der americanischen Westküste vereinzelte Gruben von grösserer Tiefe, so in 20° n. Br. — 4380 M., bei Manzanilla — 5120 M., bei Acapulco — 5341 M., westlich ausserhalb der Küste von Guatemala — 4572 M. Dann nehmen die Tiefen ab in der Richtung auf das breite Plateau, welches Cocos Eiland und die Galapagos trägt. Im Süden wiederholen sich aber die Tiefen in der Nähe der Westküste. Ausserhalb Callao sind es bereits — 5869 M., weiter südlich — 6867, dann — 6542 M. und das Ver. St. Schiff Relay hat zwischen Autofagasta und Copiapó eine lange Tiefe mit — 7626,

7635 und 7507 M. nachgewiesen. Noch ausserhalb Valparaiso werden — 5651 M. angeführt.[135]

Westlich von diesen Tiefen liegen die beiden altvulcanischen Eilande S. Felix und S. Ambrosio; südlich von diesen hat der chilenische Kreuzer Presid. Pinto auf eine Strecke von 760 Kilom. so geringe Tiefen gelothet, dass ein unterseeischer, fast meridionaler Rücken in der Richtung auf Juan Fernandez vermuthet worden ist.[136]

Hier mag es vorläufig genügen, diese den asiatischen Vorkommnissen widersprechenden Thatsachen angeführt zu haben.

Indem Victoria-Land mit den Terror-Vulcanen, dann mit Auckland und dem südlichen Neu-Seeland dem atlantischen Raume zugezählt werden (III, *b*, 334), gewinnt es den Anschein, als ob die Grenze des atlantischen und des pacifischen Raumes quer über die antarktischen Regionen streichen würde, so wie sie auch die arktischen Regionen durchquert.[137]

# Anmerkungen zu Abschnitt XXII: Der andine Bau; sein zweimaliges Vortreten.

1 Die ausführliche Veröffentlichung folgte in C. Sapper, Sobre la Geogr. Fís. y la Geol. de la Penins. de Yucatán, de Chiapas y Tabasco; Bol. Inst. Geol. Mex., 1896, No. 3, 57 pp., Karten.

2 M. Böse, Reseña de la Geol. de Chiapas y Tabasco; ebendas. 1905, No. 20, 116 pp., Karten, und Guide X. Congr. géol. 1906, XXXI, Exc. à l'Isthme de Tehuantepec, 40 pp.; auch G. W. v. Zahn, Isthm. v. Tehuantepec; Zeitschr. Ges. Erdk., 1907, S. 321—333 u. 361—373, Karte.

3 Böse, Reseña, p. 62.

4 Die hier zu Grunde liegende Auffassung des Gesammtbaues steht nicht im Einklange mit jener, die Sapper namentlich in dem Berichte üb. d. VIII. Geogr. Congress, 1904, S. 231—238 (mit Karte der Leitlinien), vertreten hat. Von eurasiatischen Beispielen geleitet, hat Sapper vorausgesetzt, die Gebirgsbogen Mittel-America's müssten nach Aussen convex sein. Dann liegt die Stirn der S. Madre auf der pacifischen Seite. Hier wird dagegen angenommen, diese Bogen seien concav gebaut, etwa wie die südlichen Appalachien. Dafür spricht vor Allem die Anordnung der Gesteine. Die alten Felsarten liegen z. B. in Chiapas, auf der pacifischen Seite.

5 Sapper, Peterm. Mitth., 1899, Erg.-Heft No. 127, S. 23—33 u. S. 73. Auch Bellamy, Proc. Geogr. Soc., 1889, p. 542 ff.

6 C. Willard Hayes, T. Wayl. Vaughan and Arth. C. Spencer, Geol. Reconnoiss. of Cuba; $8^0$, Washington, 1902, 123 pp., Karten. Einzelne Angaben lassen allerdings im äussersten Westen von Cuba ähnliche Gesteine vermuthen; vgl. R. A. de Yarza, Bol. Map. geol. Esp., 1895, XX, p. 72.

7 Für Guatemala: Sapper, Grundzüge d. phys. Geogr. v. Guat.; Peterm. Mitth., 1894, Erg.-Heft No. 113, 59 SS., Karten; dess. Geogr. Fís. etc. de Guat., Kl.-$8^0$, Bibliot. de el „Progreso Nacional" de Guat., 1897, 88 pp., und dess. Die Alta Verapaz; Mitth. geogr. Ges. Hamburg, 1902, XVII, 146 SS., Karten; für Honduras dess. Beitr. z. phys. Geogr. v. Hond.; Zeitschr. Ges. Erdk. Berlin, 1902, S. 33—241, Karten; für die Gesammtheit und für südlichere Strecken: dess. Gebirgsbau u. Boden des nördl. Mittel-America; Peterm. Mitth., 1899, Erg.-Heft No. 127, 199 SS., Karten, und ebenso des südl. Mitt.-Amer.: ebendas. 1905, Erg.-Heft No. 151, 82 SS., Karten, auch Verh. Ges. Erdk. Berlin, 1900, S. 417—426 (mit einer Karte der Leitlinien bis Panama).

8 Sapper, Peterm. Erg.-Heft No. 151, S. 17.

9 Newberry, Am. Journ. Sc. 1888, 3. sér., XXXVI, p. 342—351; A. J. Bourdariat, Esq. géol. et min. du distr. aurifère de S. Cruz, Honduras; Bull. soc. Belge de Géol., 1893, VII, Mémoires, p. 35—40.

10 Diese kurze Darstellung weicht einigermaassen von jener ab, die Mierisch von Nicaragua gegeben hat; ich berufe mich auf Sapper's Veröffentlichungen und auf Briefe, mit denen der Letztere mich erfreut hat. Br. Mierisch, Goldgebiete im O. von Nicar.; Peterm.

Mitth., 1893, S. 25—39, Karte, und dess. Reise quer durch Nicaragua v. Managua-See bis Cabo Gracias a Dios; ebendas. 1895, S. 57—66, Karte. Noch grösser ist die Abweichung von Crawford, Geol. of Nicar.; Proc. Am. Assoc. for the Adv. of Science held at Washington, 1891; Salem, 1892, p. 261—270.

11 Sapper, Räumliche Anordn. d. mittelam. Vulcane; Zeitschr. d. geol. Ges., 1897, S. 672—682, Taf. XXIV (hier wird noch eine vom S. Diego gegen SO. zum S. Vicente ziehende Seitenlinie verzeichnet; ich habe sie nicht in die obige Aufzählung aufgenommen, weil gerade hier und bis 89° die Reihen mir weniger ausgeprägt zu sein scheinen). Zahlreiche Einzelbeschreibungen desselben Verfassers in Zeitschr. d. geol. Ges., 1896, S. 14—26 (S. Salvador); 1899, S. 578—587 (Las Pilas); 1901 (Südlichste Vulcane); im Centralbl. f. Min., 1903, S. 33—52 (S. Maria) u. S. 103—130 (Izalco); Peterm. Mitth., 1894, S. 82—85 (Kratertypen); 1895, S. 105—109 (Guatemala); 1897, S. 1—7 (Salvador u. SO. Guatemala); dess. In den Vulcangebieten Mittel-Amer. u. W.-Indien's; 8°, Stuttg., 1905, 334 SS.

12 Mierisch, am ang. O., Peterm. Mitth., 1895, S. 62.

13 Sapper, Centralbl. f. Min. u. s. w., 1903, S. 39; Bergeat sagt Amphibolit.

14 K. Sapper, Das nicarag. Erdbeben v. 29. April 1898 u. die Maribios-Vulcane; Globus, 1899, LXXV, S. 201—208 u. 222—227, insbes. S. 226.

15 C. Will. Hayes, Physiogr. and Geol. of Region adjac. to the Nicar. Canal Route; Bull. Geol. Soc. Am., 1899, X, p. 285—348, Karte. Die Gefahr, einen Canal in der Nähe der Feuerlinien zu erbauen, betonte insbes. A. Heilprin, Shrinkage of Lake Nicar.; Bull. geogr. Soc. Philadelphia, 1900, II, p. 115—124, Karte.

16 Die Fischfauna des See's von Nicaragua wurde von Gill und Bransford beschrieben in Proc. Acad. Nat. Sc. Philad., 1877, p. 175—191; die Angabe Gill's, dass die Haie des See's identisch seien mit pacifischen und verschieden von atlantischen Arten, findet sich bei Hayes am ang. O., S. 344. Da seit 1877 die Kenntniss der Verbreitung der Fische beträchtliche Fortschritte gemacht hat, habe ich die Frage Hrn. Steindachner vorgelegt. Dieser ausgezeichnete Kenner sagt mir, dass neben den endemischen Arten im See von Nicaragua nur kosmopolitische Arten bekannt seien; insbesondere erscheine Megalops in Menge im unteren Amazonas, auch Pristis antiquorum trete im Osten und im Westen auf. Damit entfällt ein entscheidender Punkt, aber es soll die Wahrscheinlichkeit der obigen Annahme nicht geleugnet sein.

17 Rob. Hill, Geol. History of the Isthmus of Panama and Portions of Costa Rica; Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard Coll., 1898, XXVIII, No. 5, 285 pp., Karten; insbes. p. 232, und App. p. 281: Notes by Ahe Sjögren on the E. Section of Costa Rica.

18 Dall, ebendas. App. p. 275.

19 R. J. Guppy and W. H. Dall, Descr. of tert. Foss. from the Antill. Region; Proc. U. S. Nat. Mus., 1897, XIX, p. 303—331.

20 W. M. Gabb, Notes on Costa Rica Geol.; Am. Journ. Science, 1875, 3. sér., X, p. 198—204 u. 320.

21 P. Zürcher, Communic. prélim. rel. aux observ. faites dans une Mission récemm. exec. dans l'Isthme de Panama; Bull. soc. géol., 1898, 3. sér., XXVI, p. 425, 426; D. Douvillé, Sur l'age des Couches trav. par le canal de Pan.; ebendas. p. 587—600; I. M. Bertrand et P. Zürcher, Etude géol. sur l'Isthme de Pan.; II. M. Bertrand, Phénom. Volc. et Tremblements de Terre de l'Amér. Centr.; 4°, Paris, 1898, 38 pp., Karte.

22 H. Douvillé, Comptes rend., 2. Mars 1891, p. 499, und dess. Les Foraminif. dans le Tert. de Bornéo; Bull. soc. géol., 1905, 4. sér., V, p. 435—464; auch Joukowski, Comptes rend., 23. Avr., 1906, p. 964.

23 W. Bergt in Reiss und Stübel, Geol. Stud. in d. Republ. Colombia; II. Petrogr. d. ält. Massengesteine; 4°, Berlin, 1899, S. 219—223.

24 Joukowsky, Sur quelques Affleurem. nouv. de Roches tert. dans l'Isthme de Panama; Mém. Soc. Phys. et Hist. nat. Genève, 1906, XXXV, p. 155—178, Karte. Auf Azuero sind ähnliche Spuren nicht in gleicher Deutlichkeit bekannt; hierüber auch O. H. Hershey, Geol. of the Centr. Portion of the Isthm. of Panama; Univ. Calif.; Bull. Dep. of Geol., 1901, II, p. 231—267, Karte.

25 Pittier, Peterm. Mitth., 1892, S. 162.

26 Sapper, Zeitschr. deutsch. geol. Ges., 1901, S. 24—51.

27 H. Pittier, Sur l'Orographie de l'Amér. centr. et les volcans de Costa Rica; Arch. Sc. phys. et nat. Genêve, 1889, 3. pér., XXII, p. 466—472.

28 G. Attwood, Geol. of a Part of Costa Rica; Quart. Journ. Geol. Soc., 1882, XXXVIII, p. 328—340, Karte.

29 A. v. Frantzius, Beitr. z. Kenntn. d. Vulc. Costa Rica's; Peterm. Mitth., 1861, S. 329; Pittier, ebendas. 1892, S. 162.

30 Sapper, Peterm. Mitth., Erg.-Heft 151, Taf. I.

31 Hill, am ang. O., p. 206 u. 221, 222. Die ältere Karte von M. Wagner verzeichnet im Innern von Nicoya „Trachy-doleritische Hügel u. Tuffbildungen von geringer Höhe"; Peterm. Mitth., 1863, Taf. II.

32 **Cuba:** Perc. Frazer, Archaean nucleus of the Antilles; Rep. Brit. Ass. Bath, 1888, p. 654; Hayes, Vaughan and A. C. Spencer, Geol. Reconn. of Cuba, 1901 (siehe Note 6); R. A. de Yarza (Rocas hypogén. de la Isla de Cuba; Bol. de la Comis. d. Mapa Geol. Esp., 1895, XX, p. 71—88) beschreibt die weite Verbreitung der Diorite und Serpentine und ihre innige Verbindung; Val. Pellitero, Apunt. geol. ref. al itinerar. de Sagua de Tánamo à Sta Catalina de Guantánamo; ebendas. p. 89—98, Karte, Profil über den SO.-Theil von Cuba; die Sierra de Tahagua streicht gegen OSO. zur Punta de Maisi; sie besteht aus Sätteln und Mulden von Kreide und Eocän; auf den Sätteln Diorit als Unterlage, ferner: Hill, Notes on the Geol. of the Isl. of Cuba; Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard Coll., 1895, XVI, p. 243—288, Karten; J. W. Spencer, Geogr. Evolution of Cuba; Bull. Geol. Soc. Am., 1895, VII, p. 67—94. — **Jamaica:** Rob. Hill, The Geol. and phys. Geogr. of Jamaica: Study of a Type of Antillean Development; Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard Coll., 1899, XXXIV, 256 pp., Karten. Die Eruptiv-Gesteine sind von cretacischem und mitteltertiärem Alter; zu letzteren gehört der sog. erloschene Vulcan von Low Layton (p. 113). — **Haiti:** L. G. Tippenhauer, Die Insel Haiti; $8^0$, Leipz. 1893, 693 SS., Karten; dess. Geol. Studien in Haiti; Peterm. Mitth., 1899, S. 25, 153, 201, Karten. In W.-Haiti dürfte (mit etwaiger Ausnahme der Halbinsel Jacmel) OSO. mehr über die reine O.-Richtung vorherrschen, als bisher vermuthet wurde, wahrscheinlich entsprechend der S. de Tahagua auf Cuba; ferner: Bergt, Zur Geol. von San Domingo; Isis, 1897, S. 61—64; W. Sievers, Rich. Ludwig's Reisen auf S. Domingo; Zeitschr. Ges. Erdk. Berlin, 1898, XXXIII, S. 302—354, Karte. Basalte treten schon von W. her häufiger auf als man vermuthet hätte; die kleine, in S. gelegene Insel Alta Vela (150 M., Augit-Andesit und Trachyt) könnte nach Sievers eine Fortsetzung der Vulcane der Kl. Antillen sein. Bergt hat aus der Hauptkette Hornblendegneiss und andere archaische Felsarten beschrieben. Dem Versuche, für archaisches Gestein grössere Verbreitung in den Antillen zu beanspruchen, ist Hill entgegentreten (insbes. Jamaica, p. 226); ferner: Sievers, Zur Kenntn. Puerto-Rico's; Mitth. geogr. Ges. Hamburg (1891—92), 1895, S. 217—244, Karte. Von N. gegen S. trifft man einen Höhenzug von tertiärem, flach N. fallendem Kalkstein, dann in geringerer Höhenlage Diabas-Porphyrit, welcher auch die N.-Seite des südlichen Höhenrückens bildet, hierauf N. fallenden, muthmaasslich cretacischen Kalkstein.

33 G. A. F. Molengraaff, Het geol. Verband tusschen de W. Indische Eilanden; Hand. van het 1. Nat. en Geneeskund. Congres, geh. te Amsterdam, 1887, 10 pp., Karte; auch dess. De Geol. van het Eil. St. Eustatius; Inaug.-Dissert., $8^0$, Leiden, 1886, 62 pp., Karte; Purves, Esq. géol. de l'île d'Antigua; Bull. Mus. d'Hist. nat. Belg., 1884—85, III, p. 273—318.

34 R. Hill, Jamaica, p. 211; dess. Pelé and the Evolution of the Windward Archipelago; Bull. Geol. Soc. Am., 1905, XVI, p. 243—288; insbes. p. 279. Die Schrift von J. W. Spencer, Reconstruction of the Antillean Continent, Bull. Geol. Soc. Am., 1895, VI, p. 103—140, beschäftigt sich weniger mit diesen Fragen, als mit Verschiebungen der Strandlinie.

35 A. Lacroix, La Montagne Pelée et ses Eruptions; Ouvr. publ. par l'Acad. d. Sc., $4^0$, Paris, 1904, 662 pp., Karten; insbes. p. 3; Sapper, Neu. Jahrb. f. Min., 1904, Beil. Bd. II, S. 37, 38.

36 Högbom, Petrogr. d. Klein. Antillen; Bull. geol. Inst. Upsala, 1905, VI, S. 214—232.

37 J. B. Harrison and A. J. Jukes-Browne, Geol. of Barbados; $8^0$, Salisbury, 1890, $8^0$, 64 pp., Karte; dies. Geol. of Barbados, Geol. Mag., 1902, p. 550—554, und Quart. Journ. Geol. Soc., 1891, XLVII, p. 197—250, u. 1892, XLVIII, p. 170—226; J. W. Gregory, Contrib. to the Palaeont. and Phys. Geol. of the W. Indies; ebendas. 1895, LI, p. 255—310, insbes. p. 297 u. 309. In letzter Zeit unterscheidet Harrison gefaltete lower und ungefaltete, discordant auflagernde upper Scotland beds; Quart. Journ., 1907, LXIII, p. 336.

38 Gregory, ebendas. p. 1889, XLV, p. 640.

39 Baron H. Eggers, Insel Tobago; Deutsche geogr. Blätter; Bremen, 1893, XVI, S. 1—20, Karte.

40 Harrison and Jukes-Browne, am ang. O., Quart. Journ., 1892, p. 217; Gregory, am ang. O., ebendas. 1895, p. 299; Wall, ebendas. p. 1860, p. 465.

41 E. Cortese, Escurs. geol. al Venezuela; Boll. soc. ital., 1901, XX, p. 447—469; Fr. Drevermann, Ueb. Unter-Silur in Venezuela; Neu. Jahrb. f. Min., 1904, 1, S. 91—93.

42 K. Martin, Geol. Studien üb. Niederländ. W.-Indien (aus dess. Reise nach Nied. W.-Ind. II); $8^0$, Leiden, 1888; 238 SS., Karten; auch J. Lorié, Foss. Mollusk. von Curaçao, Aruba u. der Küste v. Venezuela; Samml. d. geol. Reichsmus. Leiden, 1887—89, 2. Ser., Bd. I, S. 111—149.

43 F. A. Simons, Explor. of the Goajira Penins.; Proc. geogr. Soc., 1885, new ser., VII, p. 781—796, Karte; Casas und Codazzi, Vorläuf. Bericht d. columb. venez. Grenz-Commission; Annales de Géogr., 1902, XI, p. 271—273.

44 W. Sievers, Sierra Nevada de S. Marta u. die Sierra de Perijá; Zeitschr. Ges. Erdk. Berlin, 1888, XXIII, S. 1—158, Karte, insbes. S. 67; W. Bergt, Beitr. z. Petrogr. d. S. Nevada de S. Marta u. s. w.; Tschermak, Min. Mitth., 1889, X, S. 271—386.

45 Sievers, Karten z. physikal. Geogr. v. Venezuela; Peterm. Mitth., 1896, S. 125—129, Taf. X.

46 A. Hettner, Kord. v. Bogotá; Peterm. Mitth., Ergänz.-Heft Nr. 104, 1892, 131 SS., Karten; dess. Anden d. W. Columbien; Peterm. Mitth., 1893, S. 129—136.

47 Sievers, Cord. v. Mérida; Penck, Geogr. Abh., 1888, III, Heft 1, 238 SS., Karte.— F. v. Wolff meinte, die krystallinische Ost-Cordillere könne veränderte Trias und Jura sein; Zeitschr. d. geol. Ges., 1904, XVI, Protok. S. 96.

48 H. Stille, Geol. Studien im Gebiete d. Rio Magdalena; Festschr. f. A. v. Koenen; $8^0$, Stuttg. 1907, S. 277—358, Karte.

49 W. Reiss und A. Stübel, Reisen in Süd-America; Geol. Studien in d. Republ. Colombia, II; W. Bergt, Petrographie; 2. Die ält. Massengesteine u. s. w.; $4^0$, Berlin, 1899, 239 SS., Karte; insbes. S. 213; mehrere Angaben auch in J. M. Zujovic, Les roches des Cordillères; $4^0$, Paris 1884, 75 pp., enthaltend die Beschreibung von Boussingault's Sammlung.

50 In diese Ziffer sind allerdings die Guaduas-Schichten inbegriffen, die wohl mit ebensoviel Recht als tertiär anzusehen wären. Die Spuren von Lias (I, 686) wurden nicht bestätigt.

51 G. Steinmann, Beitr. z. Geol. u. Pal. v. S.-America; VI. K. Gerhardt, Beitr. z. Kenntn. d. Kreideform. in Columbien; Neu. Jahrb. f. Min., 1897, Beil. Bd. XI, S. 118—208; Stille, am ang. O., S. 288, u. an and. O.

52 Sapper, Verh. Ges. Erdk. Berlin, 1900, Taf. VII, und Geogr. Congress 1904, S. 238. Von der gleichartigen Umgürtung mit Strandlinien, also von einer von dem Gebirgsbaue unabhängigen und hier nicht maassgebenden Erscheinung ausgehend, hat Wall bereits in den Antillen einen Zweig der Anden vermuthet. Wall, am ang. O., Quart. Journ., 1891, XLVII, p. 239: „an extension or offshoot of the Andes".

53 T. Wolf, Geogr. y Geol. del Ecuador; $8^0$, Leipz. 1892, 671 pp., Karte; p. 237, 238, 333. Weitere Spuren junger Laven der Westküste wurden I, 684 angeführt. Auch J. Siemiradzki, Geol. Reisenot. aus Ecuador; Neu. Jahrb. f. Min., 1886, Beil. Bd. IV, S. 195—227.

54 F. Moreno, Yaciment. de Petroleo en el Dep. de Piura; Bol. Soc. Geogr. Lima, 1894, III, p. 283—343; G. Grzybowski, Tertiärablag. des N. Peru u. ihre Molluskenfauna Steinmann, Beiträge VIII); Neu. Jahrb. f. Min., 1899, Beil. Bd. XII, S. 610—664, Karte.

55 Es wäre zu prüfen, ob Wolf's „interandinisches Gebiet" (I, 685; nahe 79° ö. L., nicht zwischen 81° und 82°) und insbesondere die Scholle von Cuença einen Graben anzeigt.

56 G. Steinmann, Observat. Geol. de Lima à Chanchamayo; Bol. del Cuerpo de Ing. de Minas del Perú; Lima, 1904, No. 12, 27 pp.; R. Neumann, Beitr. z. Kenntn. d. Kreideform. in S. Peru (Steinmann, Beitr. XIII); Neu. Jahrb. f. Min., 1907, Beil. Bd. XXIV, S. 69—132.

57 J. W. Evans, Exped. to Caupolican; Geogr. Journ., 1903, XXII, p. 601—646, Karte; dess. The Rocks of the Cataracts of the Riv. Madeira and the adjoin. Port. of the Beni and Marmoré; Quart. Journ. Geol. Soc., 1906, LXII, p. 88—124, Karte.

58 M. Conway, Explor. in the Boliv. Andes; Geogr. Journ., 1899, XIV, p. 14—34, Karte; insbes. Bonney, p. 18 u. 31; Ph. Lake, Trilobites from Bolivia; Quart. Journ. Geol. Soc., 1906, LXII, p. 425—430; Eth. Wood, Graptolites fr. Bol.; ebendas. p. 431—432.

59 H. Hoek und G. Steinmann, Erläut. z. Routenkarte d. Exped. in d. Anden v. Bolivien; Peterm. Mitth., 1906, S. 1—12, Karten.

60 H. Keidel, Ueb. d. Bau d. argentin. Anden; Sitzungsb. Akad. Wien, 1907, CXVI, S. 649—674; J. Valentin, Bosq. geol. de la Argentin. (aus der 3. ed. von F. Latzina, Diccion. geogr. Arg.); 8°, Buenos Air. 1897, 50 pp.

61 L. Brackebusch, Mapa geol. del Interior de la Republ. Arg.; 5 Bl. Fol., Gotha 1892; dess. Höhenschichten-Karte in Peterm. Mitth., 1893, Taf. 10. Eine Uebersicht der petrographischen Arbeiten gibt Romberg in Neu. Jahrb. f. Min., 1893, Beil. Bd. VIII, S. 276.

62 G. Bodenbender, La Sierra de Córdoba; Anal. Minist. Agric. Secc. Geol., 1905, I, No. 2, 147 pp., Karte.

63 F. Katzer, Das Amazones-Devon; Sitzungsb. böhm. Ges. Wiss., 1897, 50 SS., Karte, insbes. S. 41; dess. Grundzüge d. Geol. d. unt. Amazon.-Gebietes; 8°, Leipz. 1903, 296 S., Karte; insbes. S. 244 u. folg.; auch Ch. Schuchert, Geol. of the Low. Amazon Region; Journ. Geol. Chicago, 1906, XIV, p. 722—746; L. v. Ammon, Devon. Verstein. von Lagoinho in Mato Grosso (Bras.); Zeitschr. Ges., Erdk., 1893, XXVIII, S. 352—366, G. Bodenbender, Devono y Gondwana en la Republ. Arg.; Bol. Acad. Córdoba, 1897, XV, p. 201—255, Karte; dess. Contrib. al Conocimento de la Precord. de S. Juan, de Mendoza etc.; ebendas. 1902, XVII, p. 203—264, insbes. p. 221 u. 232; E. Kayser, Beitr. z. Kenntn. einiger palaeoz. Faunen S.-America's; Zeitschr. d. geol. Ges., 1897, XLIX, S. 274—317; für alle Einzelheiten A. Ulrich, Neu. Jahrb. f. Min., 1892, Beil. Bd. VIII, 116 SS., insbes. S. 90 u. folg., und J. Thomas, Zeitschr. d. geol. Ges., 1905, LVII, S. 233—270.

64 Am oberen Pachitea (l. Zufl. d. Ucayali, 10—11°) liegt Ob.-Carbon mit Spirif. Condor u. A.; Funde von Orton, bestimmt von Derby; Katzer, Grundz., S. 246.

65 L. Szajnocha, Carb. Pflanzenreste aus d. Argentin. Republ.; Sitzungsb. Akad. Wien, 1891, C, S. 199—209.

66 R. Zeiller, Flore Foss. des gisements houill. de Rio grande de Sul (Brés. mérid.); Bull. soc. géol., 1895, 3. sér., XXIII, p. 601—628; F. Kurtz, Contribuc. a la palaeophyt. Argentin.; Rev. d. Mus. de la Plata, 1895, VI, p. 119—139.

67 A. W. Stelzner, Silber-Zinnerzlagerstätt. Bolivia's (hggeb. v. A. Bergeat); Zeitschr. deutsch. geol. Ges., 1897, XLIX, S. 51—142, Karte.

68 A. Dereims, Le Haut Plateau de Bolivie; Ann. de Géogr., 1907, XVI, p. 350—359.

69 Steinmann, Entstehung d. Kupfererzlagerst. v. Corocoro: Festschr. f. H. Rosenbusch; 8°, Stuttg. 1906, S. 335—367.

70 R. A. Philippi, Palaeoz. Schichten in Chile; Zeitschr. d. geol. Ges., 1898, L, S. 435.

71 H. Graf zu Solms-Laubach und G. Steinmann, Das Auftreten der Flora der rhät. Kohlenschichten von La Ternera (Chile) (Steinmann, Beitr. VII); Neu. Jahrb. f. Min., 1899, Beil. Bd. XII, S. 581—609. — Bei Jorquera, S. von Ternera, tritt mitten aus den mesoz. Porphyriten der alte Hornblende-Gneiss der Küsten-Cordillere hervor; F. v. Wolff, Zeitschr. d. geol. Ges., 1899, LI, S. 478. — Eine Uebersicht der mesoz. Zone von N. Chile gibt W. Möricke, Verstein. d. Lias u. Unt. Oolith von Chile (Steinmann, Beitr. II); Neu. Jahrb. f. Min., 1894, Beil. Bd. IX, S. 69—76; für die physische Beschaffenheit des Norden's auch L. Darapsky, Das Departement Taltal; 8°, Berlin 1900, 229 SS., Atlas.

72 R. Hauthal, Die Vulkangebiete in Chile u. Argent.; Peterm. Mitth., 1903, S. 97—102, Karte, und dess. Distribuc. de los Centros volcan.; Riv. Mus. de La Plata, 1903, 16 pp.,

Karte; eine kleine Vervollständigung gibt Steffen, Verh. deutsch. wiss. Ver. Santjago, 1904, V, S. 53, Note; W. Moericke, Geol. petr. Studien in d. chilen. Anden; Sitzungsb. Akad. Berlin, 1896, XLIV, S. 1161—1171.

73 O. Nordenskjöld, Kryst. Gest. der Magellansländer; Wiss. Ergebn. d. schwed. Exped. nach d. Magell. Länd., 1901, I, S. 175—240, insbes. S. 202.

74 W. Schiller, Geol. Unters. bei Puente del Inca (Aconcagua); Neu. Jahrb. f. Min. u. s. w. 1907, Beil. Bd. XXIV, S. 716—736, Karte. Die Stücke, welche Fitzgerald vom Gipfel des Aconcagua brachte, sind nach Bonney Hornblende-Andesit; Fitzgerald, The highest Andes; 8°, Lond. 1899, p. 321.

75 G. Bodenbender, Terreno jurás. y cret. en los Andes Argentin. entre el Rio Diamante y Rio Limay; Bol. Acad. Córdoba, 1892, XIII, p. 5—47, Karte; Lange, Hauthal y Wolff, Examen topogr. y geol. de los Depart. de S. Cárlos, S. Rafael y Villa Beltran (Prov. de Mendoza); Rev. d. Museo de la Plata, 1895, VII, p. 13—93, Karten; C. Burckhardt, Profils géol. transvers. de la Cordillère Argentine; Ann. Mus. de la Plata, 1900, Fol., 136 pp., Karten; für die Stratigraphie der mesozoischen Vorketten zwischen 35 und 40° bringt auch werthvolle Nachricht (auf Grund von Bodenbender's Sammlungen) O. Behrendsen, Zur Geol. d. O.-Abhanges der argent. Cordillere; Zeitschr. deutsch. geol. Ges., 1891, XLIII, S. 369—420, und 1892, XLIV, S. 1—42.

76 Wehrli in der Einleitung zu Burckhardt, Prof. géol., p. 7.

77 Burckhardt, Coupe géol. de la Cordillère entre las Lajas et Curucautin; ebendas. 1900, 100 pp., Karten, insbes. p. 64 u. 65; für die Stratigraphie des ganzen Gebirges von 33° bis 39° dess. Beiträge z. Kennt. d. Jura und Kreideformation der Cordillere; Palaeontograph., 1903, L, 144 SS., Karten.

78 Santiago Roth, Apuntes sobre la Geol. y la Paleont. de los territ. del Rio Negro y Neuquen; Rev. Mus. la Plata, 1899, IX, p. 141—196, Karte; Burckhardt, Le gîsement supracrét. de Roca; ebendas. 1902, X, p. 206—222; A. C. White, Contrib. to the Paleont. of Brazil; Archiv. do Mus. nat. do Rio de Janeiro, 1888, IX, 273 pp.; F. Kossmat, Bedeutung der südind. Kreideform.; Jahrb. g. Reichsanst., 1894, LIV, S. 459—478, insbes. S. 467. — Den S. von 39° folgenden Darstellungen habe ich die schöne Ausgabe von Moreno's Karte (1 : 1,500.000) zu Grunde gelegt, die als Beilage zu L. Gallois, Les Andes de Patag. Ann. de Géogr., 1901, X, erschienen ist.

79 Roth, Kurtz et Burckhardt, Lias de la Piedra Pintada (Neuquen); Rev. Mus. la Plata, 1902, X, p. 225—250, Karte. Nach Roth würde der Gneiss auf dem Lias liegen, doch hat nach Angabe des Beobachters die Gelegenheit zu genauerer Feststellung gefehlt. Diese Lagerung würde bedeutende Bewegung gegen Ost anzeigen. — Für die geographische Lage auch H. Zapalowicz, Rio Negro-Gebiet in Patagonien; Denkschr. Akad. Wien, 1893, LX, S. 531—564, Karte. — Nach den Karten des Padrón Minero (An. Minist. Agric. Secc. Geol., 1906, I, No. 3, Karten) würde es noch zwei etwas südlicher gelegene Flüsse mit dem Namen Pichi Leufu geben. Dasselbe Werk gibt im Districte Teca (Territ. Chubut, 42° 45′ bis 43° 30′ und 70° 30′ bis 71° w. L.) viele Gänge von goldführendem Quarz an.

80 Aus Vielem mögen nur genannt sein: H. Steffen, Reisen in d. Patagon. Anden; Verh. Ges. Erdk. Berlin, 1900, XXVII, S. 194—220, Karten; dess. Reisenotizen aus W.-Patagonien; Zeitschr. Ges. Erdk. Berlin, 1903, S. 167—207; dess. The Patagon. Cordillera and its main rivers betw. 41° and 48° s. lat.; Geogr. Journ., 1900, XVI, p. 14—38, Karten; F. P. Moreno, Apunt. prelim. sobre una excurs à los territ. d. Neuquen, Rio Negro, Chubut y Santa Cruz; Rev. Mus. la Plata, 1898, VIII, p. 198—372, Karte; dess. Explor. in Patagonia; Geogr. Journ., 1899, XIV, p. 241—269 und 353—378, Karte.

81 Moreno, am ang. O., Geogr. Journ., p. 366.

82 Hauthal in Moreno, Revist., p. 338 u. folg.

83 L. Wehrli, Rapp. prél. sur mon Expéd. géol. dans la Cord. arg. du 40° et 41° Lat. S. (Région du Nahuel-Huapi); Rev. Mus. la Plata, 1899, IX, p. 221—242, Karte; aus den Falten des Ostrandes steigt ohne Störung der Umgebung der vereinzelte liparitische oder trachytische Cerro del Perro auf. Für den westlich angrenzenden Theil Steffen, Beitr. z.

Topogr. und Geol. der andinen Region von Llanquihue; Festschr. f. Ferd. v. Richthofen, Gr.-8°, Berlin 1893, S. 307—344, Karten; hier petrograph. Beschreibung der alten Felsarten von Pöhlmann.

84 Moreno, Geogr. Journ., p. 363; Steffen, ebendas. p. 36, und ders. ebendas. Mesozoische Spuren nahe 43° 30'.

85 Ders., ebendas. p. 263.

86 Ders., Revist., VIII, p. 302. Der Beginn scheint daher nicht weit von der S. de la Angostura und P. Pintada zu liegen.

87 Ch. Darwin, Geol. observ. on the volc. islands and parts of S. America; 2. ed., 1876, p. 435, u. an and. O.; J. B. Scrivenor, Notes on the Geol. of Patagonia; Quart. Journ. geol. Soc., 1903, LIX, p. 160—179, Karte.

88 Darwin, am ang. O., p. 219; J. v. Siemiradzki, Zur Geol. v. N.-Patagonien; Neu. Jahrb. f. Min., 1893, I, S. 22—32, insbes. S. 25; Scrivenor, am ang. O., p. 169. Schon im J. 1892 schrieb mir Hr. v. Siemiradzki in einem langen und lehrreichen Briefe: „Die Sierra Lihue-Calel (38° s. Br., 66° w. L.) besteht aus fünf sehr kurzen, SO. streichenden und von breiten synclinalen Thälern voneinander geschiedenen Anticlinalen von rothem Granitporphyr. Das trockene Flussbett des Cura-Có (alte Verbindung des R. Salado und R. Colorado), dessen Eingang bei der Lagune Urre-Lafquen von Sanddünen verstopft ist, ist in rothen Granit tief eingeschnitten. Das sogenannte patagonische Gerölle hat seinen Ursprung nicht, wie Darwin glaubte, in der entfernten Cordillere, sondern in diesen localen Gebirgen, welche W. von der Mündung des Cura-Có in den Colorado den ganzen Untergrund der Pampa central zu bilden scheinen. Das grosse Gebirge Choique Mahuida, welches dem Cura-Có entlang läuft .... gehört hieher. Kleine Porphyrketten kreuzt man ebenfalls im Gebiete zwischen dem oberen Colorado und Rio Negro." Dieses Gebiet entspricht beiläufig der Nordgrenze der Porphyrgerölle. Siemiradzki theilte nicht die Meinung, dass die Anden in Virgation gehen, sondern vermuthete eine selbständige ältere Faltung mit Str. SO.

89 Keidel, am ang. O., S. 650.

90 R. Hauthal, La S. de la Ventana; Rev. Mus. de la Plata, 1892, III, p. 3—11; dess. Las S. entre Cabo Corrientes é Hinojo; ebendas. 1896, VII, p. 477—490; dess. I. Excurs. à la S. de la Ventana; II. Apunt. geol. de las S. de Olavarria; Publicac. de la Univ. de La Plata, 1901, No. 1, p. 1—30, Karte, und dess. Beitr. z. Geol. der argentin. Provinz Buenos-Ayres; Peterm. Mitth., 1904, S. 83—92 u. 112—117, Karte (hier ist der Virgation noch eine dritte gegen SSO. gerichtete Linie, Sierra del Chaco, W. von S. de la Ventana, hinzugefügt); Schiller in Keidel, am ang. O., S. 650—652; auch J. Valentin, Rápid. Estud. sobre las S. de los Partidos de Olavarria y del Azul; Rev. Mus. la Plata, 1894, VI, p. 1—24. — J. v. Siemiradzki führt aus den NW. Fortsetzungen der S. Tandil devonische Versteinerungen an; die Thatsache wird bezweifelt; Peterm. Mitth., 1893, S. 49—62, Karte; für abweichende Deutung der Sachlage auch Sievers, ebendas. Litterat.-Bericht, 1902, S. 78.

91 Valentin, Bosquejo, p. 12, hat die betreffenden Angaben gesammelt.

92 S. Roth, Rev. Mus. La Plata, X, p. 231.

93 J. B. Hatcher, Geol. of S. Patag.; Am. Journ. Science, 1897, 4. ser., IV, p. 327—354, und dess. Sedim. Rocks of S. Patag.; ebendas. 1900, 4. ser., IX, p. 85—108, Karte; ferner: Rep. of the Princeton Univ. Exped. to Patag., 1896—99, ed. by W. Scott; I. Marine cret. Invertebr. by T. W. Stanton; 4°, Stuttgart 1901, 43 pp.

94 R. Hauthal in F. Kurtz, Contrib. à la Palaeophyt. Argentin., III; Rev. Mus. La Plata, 1899, X, p. 43—61; O. Wilckens, Die Lamellibr., Gastrop. etc. der Ob. Kreide S. Patagonien's; Ber. Nat. Ges. Freiburg i. B., 1906, XV, S. 91—156; W. Paulcke, Die Cephalop. d. ob. Kreide S. Patag.; ebendas. 1906, XV, S. 167—244, und insbes. O. Wilckens, Erläut. zu R. Hauthal's Geol. Skizze d. Geb. zwisch. d. Lago Argentino u. d. Seno de la Ult. Esperanza; ebendas. 75—96, Karte.

95 Von Inseln der Magellan-Strasse beschreibt einige obercretacische Fossilien Ch. A. White in Proc. U. S. Nat. Mus., 1890, XIII, p. 13, 14.

96 Hauthal, Ueb. patag. Tertiär u. s. w. Zeitschr. d. geol. Ges., 1898, L, S. 436—440, und Ber. IX. intern. Congr. Wien, 1904, p. 649—656.

97 Hatcher, Geol. S. Pat., p. 338.

98 O. Nordenskjöld, Geol. Map of the Magell. Territ.; Wiss. Ergeb. d. schwed. Exped. nach d. Mag. Länd., 1899, I, No. 3, S. 81—85; die Annahme tertiären Alters beruht in diesem Falle auf petrographischer Uebereinstimmung. — O. Wilckens, Die Meeresablag. d. Kreide und Tert. Formation in Patag.; Neu. Jahrb. f. Min., Beil. Band XXI, 1905, S. 98—195, Karte.

99 Hauthal, Distrib. Centr. Volc. (Anm. 72).

100 Wehrli, Rev. Mus. La Plata, IX, p. 239.

101 King hat in seiner trefflichen Darstellung die Obstruction-Bay (52° 10′ bis 52° 30′) als das Ende der Cord. de los Andes bezeichnet; H. Steffen (Verh. Ges. Erdk. Berlin, 1900, S. 212) sieht einen Grund gegen die Verbindung der patagonischen Anden mit der Küstenkette darin, dass die langgestreckten Höhenzüge in Chiloë enden; O. Nordenskjöld (am ang. O., S. 25) meint dagegen, der W.-Theil der Magellan-Strasse sammt der Admiralitäts-Strasse und dem Fagnano-See könne als die Fortsetzung des mehr als 25 Breitegrade N. vom Fagnano beginnenden chilenischen Längenthal's angesehen werden. Einer der besten Kenner des Landes, Fr. Fonck, betrachtet die Gipfel Sarmiento und Darwin im Süden dieser Linie als die Vertreter der Küsten-Cordillere gegenüber der erlöschenden Haupt-Cordillere (dess. Introducc. a la Orogr. i Jeolog. de la Region Austral de S. America; Entr. I, 8°, Valparaiso, 1893, 98 pp.; insbes. p. 60, 61). Fonck hat Gründe und ältere Autoritäten dafür angeführt, dass Cap Froward (758 M., 53° 55′), das Ende des südamericanischen Festlandes, auch als das Ende der Haupt-Cordillere (Cord. de los Andes) anzusehen sei (Examen crítico de la Obra d. Señ. Perito Argentin. F. P. Moreno; 8°, Valparaiso 1902, 146 pp., Karten; insbes. p. 49).

102 D. Lovisato, Una escurs. geol. nella Patag. e nella Terra del Fuoco; Boll. Soc. geograf. ital., 1883, XX, p. 333—347 u. 420—443, auch p. 31—35 und 114—120, Karten.

103 Mission scient. du Cap Horn 1882—83; t. IV, Géol. par le Dr. Hyades; 8°, Paris 1887, 242 pp., Karten. Dieses Werk enthält auch die Beschreibung der von Lovisato gesammelten Gesteine.

104 O. Nordenskjöld, Geol. Map of the Magellan Territ.; Wiss. Ergeb. d. schwed. Exped. nach d. Mag. Länd., 1899, I, No. 3.

105 Steinmann, Das Alter d. Schieferformat. im Feuerlande; Centralbl. f. Min., 1908, S. 193, 194.

106 Dichten Grünstein und Hornblendfels nennt Ross auf Hermite; Voy. South. Seas, II, p. 287; Syenitischer Grünstein auf einer Basis von Granit sagt Mc Cormick, ebendas. p. 418. — Steffen hat im Baker-Fjord (Estero Calén, 47° 50′ bis 48° 15′) gleichfalls granitische Gesteine angetroffen; ob sie demselben Zuge angehören, vermag ich nicht zu entscheiden. Auch hier folgt gegen den östlichen Gebirgsrand schwarzer Schiefer; dess. Der Baker-Fjord in W.-Patag.; Peterm. Mitth., 1904, S. 140—144, Karte. Hyades sagt, es finde Uebergang von Hornblend-Granit in Hornblend-Schiefer statt.

107 O. Nordenskjöld, Die kryst. Gest. u. s. w., S. 193, u. an and. O.

108 Bei Cap Hall, Hyades, p. 173.

109 Gunn. Andersson, Geogr. Journ., 1904, p. 215; Dana sagt: auf halbem Wege zwischen Orange Harbour und dem Haupte der Nassau-Bucht, in Thonschiefer; ders. in C. Wilkes, U. S. Explor. Expedit., 1849, X, p. 604, 720.

110 F. Lowe, Bellinghausen's Reise nach d. Südsee u. Entdeckungen im S. Eismeer; Erman's Archiv f. wiss. Kunde v. Russland, 1842, II, S. 125—174, insbes. S. 137.

111 John Barrow, Note in Journ. Geogr. Soc., 1830—31, I, p. 62.

112 H. Reiter, Die Südpolarfrage; Habilitat.-Schrift, 8°, Weimar 1886, 34 SS., Karte.

113 J. Petersen, Reisen des „Jason" u. d. „Hertha" in d. antarkt. Meer 1893/94; Mitth. geogr. Ges. Hamburg (für 1891—92), Heft II, 1895, 61 SS., Karte; insbes. S. 31.

114 H. Arctowski, Observ. sur l'interêt que présente l'Explor. géol. des Terres Australes; Bull. soc. géol., 1895, 3. sér., XXIII, p. 589—591.

115 J. G. Andersson, On the Geol. of Graham Land; Bull. geol. Inst. Upsala, 1906, VII, p. 19—71, Karten; auch Wilckens, Zur Geol. d. Südpolarländer; Centralbl. f. Min. u. s. w., 1906, S. 173—180.

116 Ch. Darwin, Geol. Observ. on the Volc. Islands and part of S. America: 2. ed., 1876, p. 440, 441.

117 J. G. Andersson, Antarctic exped. arbeten på Falklandsöarne och Eldslandet 1902; Ymer, 1902, XXII, p. 515—528; dess. Contrib. to the Geol. of the Falkland Isles; Wiss. Ergeb. Schwed. S.-Polar-Exped. (Nordenskjöld), 1907, Bd. III, 2, 38 pp., Karten, insbes. p. 13; A. G. Nathorst, Phyllotheca-Reste aus d. Falkland-Ins.; Bull. Geol. Inst. Upsala, 1906, VII, S. 72—76, und Geol. För. Förh. Stockholm, 1908, XXX, p. 202—204; Arber, der dieselbe Flora in Argentinien bis 40° s. Br. verfolgte, hat diese Aehnlichkeit erkannt.

118 J. C. Ross, Voyage of Discovery and Research in the South. and Antarct. Regions; $8^0$, 1847, II, p. 281, 315; Moreno, Geogr. Journ., 1899, XIV, p. 253, 369.

119 Hyades hat die Berichte gesammelt; am ang. O., p. 8 u. 15.

120 Andersson, Ymer, 1902, p. 410; O. Nordenskjöld, Petrogr. Unters. aus d. W. antarkt. Gebiete; Bull. Geol. Inst. Upsala, 1905, VI, p. 234—246. Karte, insbes. p. 245.

121 H. Thürach, Geogn. Beschreib. d. Insel S. Georgien; Ergebn. d. deutsch. Polar-Exped., 1882, II, 7, 58 SS.; K. Fricker, Antarktis; Bibliothek d. Landeskunde von Kirchhoff und Fitzner, I, 1898, S. 110; Andersson, Antarctics vinterexpedition till Syd-Georgien; Ymer, 1902, XXII, p. 409—421.

122 F. v. Bellinghausen's Forschungsfahrten im S. Eismeer 1819—21; auf Grund des russ. Originalwerkes hggeb. v. Verein f. Erdkunde in Dresden (durch H. Gravelius); $8^0$, 1902, S. 57 u. folg. (auch Lowe, Anm. 110).

123 J. H. Pirie, Note on the Geol. of the S. Orkneys; Scott. Geogr. Magaz., 1904, XX, p. 130, 131; ders. On the Graptolite-bearing Rocks of the S. Orkneys; Proc. Roy. Soc. Edinb., 1905, XXV, p. 463—470, und Bruce, Outline map of Laurie Isl.; Scot. Geogr. Mag., June, 1905.

124 Andersson, Geol. of Graham Land, p. 32.

125 Petersen, Reisen d. Jason, S. 24; Arch. Geikie, Proc. Roy. Soc., 1898, LXII, p. 448. Es ist nicht deutlich, warum Miers im nördlichsten Theile von S. Shetland Hornblend-Schiefer vermuthet hat; Edinb. Phil. Journ., 1820, III, p. 379.

126 Kendal, Journ. geogr. Soc., 1830—31, I, p. 62—66, Karte; Webster beschreibt wechselnde Lagen von Asche und Eis sowie das Hervortreten des heissen Dampfes am Strande bei Ebbe; dess. Voy. to the S. Atlant. Ocean, $8^0$, 1834, I, p. 144—165 und II, p. 300—306; Kendal und Webster waren Theilnehmer der unter Capt. Foster's Leitung ausgeführten Reise des Chanticleer; Foster ertrank auf der Heimreise im Chagres-Flusse.

127 Arch. Geikie, Notes on some Specimens of Rocks from the Antarct. Regions. With Petrograph. Notes by J. J. H. Teall; Proc. Roy. Soc. Edinb., 1897—98, p. 66—70.

128 O. Nordenskjöld and Gunn. Andersson, The Swed. Antarctic Expedition; Geogr. Journ., 1904, XXIII, p. 207—220, Karte; O. Nordenskjöld, Petrogr. Unters. aus d. W. antarkt. Gebiete; Bull. Geol. Inst. Upsala, 1905, VI, S. 234—246, Karte; A. G. Nathorst, Sur la Flore Foss. des régions antarct.; Comptes rend., 6. Juin, 1904.

129 Stuart Weller, The Stokes Collection of Antarctic Fossils; Journ. Geol. Chicago, 1903, XI, p. 413—419; W. Kilian, Sur une Faune d'Ammonites Néocrét. recueill. par l'exped. antarct. suéd.; Comptes rend., 29. Janv., 1906.

130 Donald, Geogr. Journ., 1893, II, p. 438 und Arch. Geikie, Ann. Rep. Geol. Surv. for the year 1893, p. 273; G. Sharman and E. T. Newton, Notes on some additional Fossils coll. at Seymour Isl., Graham's Land, by Dr. Donald and Capt. Larsen; Proc. Roy. Soc. Edinb., 1897—98, p. 58—61; C. Wiman, Vorläuf. Mitt. üb. die alttertiären Vertebraten der Seym. Ins.; Bull. Geol. Inst. Upsala, 1905, VI, S. 247—252.

131 Robertson bei Geikie, Proc. R. Soc. Edinb., 1897—98, p. 66.

132 Petersen, Reisen d. Jason u. s. w., S. 18 u. 31; Friederichsen, ebendas. S. 59

133 E. Gourdon, Comptes rend., 11. Déc. 1905, 16. Juill. 1906; Karten in La Géogr., 1906, p. 245 u. folg. — Das Hauptwerk ist mir leider erst nach dem Drucke der vorstehenden Bogen zugekommen. Als ein wichtiges Ergebniss mag die Thatsache hervorgehoben werden, dass ein dem Monzonit verwandter Granit und Quarzdiorit einen beträchtlichen Theil des Westens begleiten. Insbesondere der letztere herrscht fast allgemein von Hoseason (63° 45′)

bis südlich von der Insel Lund (65° 25'), und dürfte den grössten Theil des Archipels Palmer, der Ins. Wiencke und Wandel sowie der W.-Küste von Graham-Land bilden. Gourdon folgert die Verwandtschaft der dioritischen Gesteine von Alaska, Californien und der Anden. (Expéd. Antarct. Franç. [1903—1905] comm. par le Dr. Charcot.) E. Gourdon, Géogr. phys. Glaciol. Pétrogr. $4^0$, Paris 1908; insb. p. 149, 152, 204. — Dieses ist der sog. granodioritische Gürtel, der durch das Zwischengebirge in langen Narben bis in den äussersten Süden sich fortsetzt.

134 W. J. Bruce, Bathym. Survey of the S. Atlant. Ocean and Wedell Sea; Scott. Geogr. Mag. Aug., 1905, XXI, p. 402—412, Karte; J. Grange, Voy. au Pôle Sud sous le Commandem. de M. J. Dumont-D'Urville, Géol., Minéral. et Géogr. phys.; 2 vol., $8^0$, Paris 1848—54; I, p. 40.

135 A. Agassiz, Rep. on the Scientif. Results of the Exped. to the E. Trop. Pacific; Mem. Mus. Comp. Zool. Harvard Coll., 1906, XXXIII, pl. I. Diese Tiefen bilden den wesentlichen Theil von Van de Wiele's „Bassin Préandin"; dess. La Méditerr. des Antilles et le Bass. Préand. considerés comme régions d'affaissement; Bull. Soc. Belge de Géol., 1906, XX, Mém. p. 83—161, Karte.

136 Ueber dieses Ergebnis wurden einige Zweifel ausgesprochen; vgl. Supan, Peterm. Mitth., 1899, S. 183.

137 Hierüber Gregory in Nature, 25. April 1901, p. 611 und 16. April 1908, p. 561.

# DREIUNDZWANZIGSTER ABSCHNITT.

## Analysen.

Analyse des Planes. — Kettung und Schaarung. — Bedeutung der Vortiefen. — Faltung. — Rückfaltung und Absterben im asiatischen Baue. — Analyse der Bogen. — Analyse einzelner Querprofile.

Analyse des Planes. Die Reihe der angeführten Einzelheiten ist eine lange, und doch ist sie recht lückenhaft. Von einem der grössten Gebirge der Erde, dem Hochgebirge von Neu-Guinea, ist gar wenig bekannt. Von dem Hauptzuge der Oceaniden, dem es angehört, fehlen in solchem Grade zusammenhängende Beobachtungen, dass selbst über die Richtung der Faltung widersprechende Angaben vorhanden sind, und dass noch nicht mit Bestimmtheit gesagt werden kann, ob Timor diesem Hauptzuge angehört. Besonders bedauerlich ist es, dass trotz rühmlicher Anstrengungen vieler Forscher die südamericanischen Anden bis heute ein von dem Baue anderer Ketten in vielen Punkten abweichendes und nicht erklärtes Bild darbieten. Diese und sehr viele andere Fragen müssen der Zukunft überlassen bleiben.

Daneben sind von manchem ausgedehnten Landstriche die Grundzüge des Baues gut bekannt. Bestimmte Einheiten grenzen sich ab. Vergleiche werden möglich. Gegensätze und Uebereinstimmungen treten hervor. Mit einem Versuche, solche Einheiten zu umgrenzen, soll nun begonnen werden. Sie werden, obwohl ungleichartig und ungleichwertig, zuerst beiläufig nach ihrer räumlichen Anordnung angeführt werden. .

1. Laurentia ist in der westlichen Hälfte umgrenzt von den Rocky Mts., den Appalachien und der Vereint-Staaten-Kette, umfasst ferner Grönland, vielleicht auch das ganze N. Atlantische Bruchfeld, auf dem Jsland und Jan Mayen stehen und sogar die westlichen Hebriden und einzelne westliche Vorgebirge von Schottland. Wo immer cambrische Schichten auftreten, liegen sie horizontal. Jüngere Faltung fehlt ganz, ausser am Mackenzie, an dessen rechter Seite das Vorland (Devon und mittlere Kreide, äusserster W. Rand des canadischen Schildes) von den Faltungen der Rocky Mts. überwältigt und in lange Kulissen gelegt wird.

Die ganze marine mesozoische Serie fehlt bis zur Transgression der mittleren und oberen Kreide. Tertiäre Meeresbildungen sind auf die Nähe des Atlantischen Meeres beschränkt.

Im Süden ist hieher das Colorado-Plateau zu rechnen, sowie eine kleine Stelle in Burnet Cty, oberhalb Austin (Texas).

2. Die Caledoniden, ein gegen SSW. streichender, vordevonischer Faltenzug, welcher vorläufig als die östliche Grenze von Laurentia angesehen werden darf. Seine Spuren sind vielleicht schon in N-Spitzbergen sichtbar. Er nimmt den Westen der scandinavischen Halbinsel ein, dann die Shetland- und Orkney-Inseln, Schottland, fast das ganze Wales und einen sehr beträchtlichen Theil von Irland. Er liegt zwischen den muthmaasslich laurentischen Gneissen der W. Hebriden im Westen und dem baltischen Schild im Osten und nach den vorliegenden Angaben sind seine Falten im Osten gegen O. und im Westen gegen W. überfaltet und überschoben. Sie bilden eine einheitliche Zone, aber keine einheitliche Gebirgskette.

3. Der asiatische (oder eurasiatische) Bau. Die Grenzen dieses erdumfassenden Baues sind durch zahlreiche Faltenbogen gegeben; freie Zweigfalten greifen über die Bogen hinaus. Zu diesem Baue sind im nördlichen und westlichen N-America zu zu zählen: die Vereint-Staaten-Kette, die Rocky Mts., das Elias-Gebirge und die Alaskiden. Hieher gehört fast ganz Asien mit den östlichen Inselkränzen bis zu den Bonin-Inseln und bis zu den Vortiefen von Palau und der Talauer Inseln, der burmanische Bogen und alle die gegen Süd scharf abgegrenzten Gebirgszüge von der Mündung des Ganges bis zu dem westlichen Ende des Hohen Atlas. Ganz Europa fällt hieher, nur mit Ausnahme der Caledoniden und der muthmaasslich laurentischen Theile von NW.-

Schottland. Ein langer freier Ast greift über den atlantischen Ocean und bildet dort Neufundland und die Appalachien. Er erstirbt in Texas und Oklahoma. So wird Laurentia von den asiatischen Falten umgeben. Dieser grosse Faltenbau mit seinen zahlreichen Bogen umschliesst in NO. Sibirien, und zwar am deutlichsten am oberen Anabar und Olenek, ferner an den rechten Nebenflüssen der Chatanga ein Gneissgebiet, über welches eine horizontale cambrische Decke gebreitet ist und welches daher an diesen Faltungen nicht theilgenommen hat. Dieses Gebiet reicht im Osten an die Lena, im Westen an den Jenissei und im Süden bis in das Amphitheater von Irkutsk. Es setzt wohl unter dem jungen Schwemmlande West-Sibirien's fort. Wir nennen es Angara-Land.

Ferner erscheinen grosse ungefaltete Gebiete zwischen den asiatischen Falten, z. B. in N. China, in Cambodge und auf Borneo. Hieher gehören auch die russische Tafel und der baltische Schild.

In Europa haben vorpermische Zweige dieses Baues, die westlichen Altaiden, die Eigenthümlichkeit, dass sie auf grössere Strecken eingesunken sind und dass sie innerhalb des Rahmens posthume Ketten entstehen liessen. Diese sind: *a)* die Alpiden (vom Balkan bis zu den Balearen); *b)* die provençalischen Falten und die Pyrenäen; und *c)* die Falten des Paris-Londoner Beckens; *d)* einige kleinere Störungen im westlichen Portugal.

Die Caledoniden, welche zwischen muthmaasslich laurentische Reste und den westlichen Theil des asiatischen Baues eingeschaltet sind, stammen, wie gesagt, aus vordevonischer Zeit. Daher waren bereits in dieser entfernten Zeit die beiden grössten Einheiten der nördlichen Hemisphäre, Laurentia und Angara-Land aneinandergeschweisst. In der That greift das devonische Festland Eria über beide.

Die Tethys zieht durch den ganzen Süden des asiatischen Baues.

4. Ein selbständiges, fremdes, sehr altes Bruchstück ist die böhmische Masse, welche das südliche Böhmen, ferner Theile von Baiern, Ober-, Nieder-Oesterreich und Mähren in sich begreift.

5. Gondwána-Land. Hieher sind zu rechnen: Süd-America von den Anden bis zur Ostküste zwischen dem Orinoco und Cap Corrientes, die Falkland-Inseln, Africa von den südlichen Ausläufern des Hohen Atlas bis zu den Cap-Gebirgen, ferner Syrien,

Arabien, Madagascar, die ostindische Halbinsel und Ceylon. Wie in Laurentia, fehlt hier alle jüngere Faltung, mit Ausnahme des äussersten westlichen Randes. Sowie am Mackenzie die Faltung von West her aus den Rocky Mts. übergreift in die Schichtfolge des sonst starren laurentischen Vorlandes, ebenso greift die Faltung der Anden von West her in die Schichtfolge von Bolivia und Argentinien, d. i. von Theilen des sonst starren Gondwána-Landes.

Wie in Laurentia fehlt auch hier fast ganz die marine mesozoische Serie bis zur mittelcretacischen Transgression. Die letztere bedeckt mit ihren horizontalen Tafeln grosse Theile der Sahara, von Syrien und Arabien und gibt dadurch heute dem Norden von Gondwána-Land ein vom Süden abweichendes physisches Bild.

Eine Zone von gegen S. oder SSW. streichenden Falten, die Sahariden, zieht in beträchtlicher Breite von Tidikelt bis Süd-Dahomey, d. i. durch den 19—20 Breitegrade, mitten durch die Sahara. Sie ist älter als das flach transgredirende Ober-Silur, folglich älter als die Caledoniden. Dennoch darf die Frage aufgeworfen werden, ob sie nicht eine ähnliche tektonische Abgrenzung aus alter Zeit anzeigt, wie die Caledoniden. Dabei darf auch nicht übersehen werden, dass in der typischen Strecke der Caledoniden, in NW.-Schottland eine bedeutende stratigraphische Lücke zwischen den gefalteten cambrischen Schichten und dem ungefalteten Devon besteht, so dass das höhere Alter der Sahariden nur aus anderen Strecken gefolgert werden kann. Africa ist von langen Zerklüftungen durchschnitten, die mit thätigen Vulcanen besetzt sind. Die Kamerun-Linie streicht nahe NO; die Linien des Ostens sind meridional oder submeridional; eine derselben setzt durch das Rothe Meer und das Todte Meer weit nach Norden fort.

6. Die Cap-Gebirge bestehen aus drei Bruchstücken, welche von drei Seiten die Karoo als ihr Vorland umgeben. Im Westen ist es das Cedar-, im Süden das Zwarte-Gebirge; das Pondo-Gebirge im Osten bietet nur wenige und wenig bekannte Reste. Die Cap-Gebirge sind die Vertretung eines grossen, heute von den südatlantischen und südindischen Wässern überflutheten Faltensystem's, das durch manche Kennzeichen dem asiatischen Baue ähnlich ist.

7. Australien und die Oceaniden. Den dermaligen, in Bezug auf die Inselwelt noch recht lückenhaften Kenntnissen entspricht am besten die Voraussetzung, dass Australien als ein nur am Ostrande gefaltetes, doch auch einzelne mesozoische Transgressionen tragendes Land eine Stelle einnehmen könnte, die einigermaassen jener von NO.-Angara-Land vergleichbar wäre. Dabei wäre es gegen Nord- und Ost von Faltenbogen umgeben, die bis zu den Carolinen, bis Raroia und wahrscheinlich bis Hawaii reichen. Vielleicht schon von Soemba, Rotti und Timor her würden sich diese Bogen einschalten und zugleich die Trennung von dem asiatischen Baue anzeigen.

Es ist nicht ganz unwahrscheinlich, dass in der Halbinsel Beru auf Neu-Guinea und in einigen der Sunda-Inseln ein schmaler, älterer Streifen zwischen den asiatischen und den oceanischen Falten hervortritt. Während beträchtliche Theile der oceanischen Bogen ohne Zweifel junge Faltenzüge sind, bleibt es zweifelhaft, ob Yap und Viti Levu als solche oder als ältere Gebilde anzusehen sind.

8. Der andine Bau tritt an der americanischen Westküste zwischen 42° und 41° n. Br. aus dem Meere hervor, begleitet diese Küste und reicht über diese hinaus mindestens bis 68° s. Br. Seine Falten greifen, wie gesagt, in den westlichen Theil von Gondwána-Land ein und sie dringen nördlich und südlich von diesem weit in das atlantische Gebiet vor. Auf diese Art entstehen die nördlichen und die südlichen Antillen.

Ein vermittelndes Glied, das Zwischengebirge, durch eine grössere Mannigfaltigkeit mesozoischer Sedimente, durch lange Falten und Gräben und durch junge Vulcane gekennzeichnet, tritt im Norden in einer grabenförmigen Senkung bei der Vulcangruppe Wrangell von den Alaskiden her ein, zieht in bedeutender Breite durch das westliche Canada, bildet die zum Theil abflusslosen Basin Ranges, legt sich vor die nördlichsten Züge der Anden, ist vielleicht in W.-Arizona unterbrochen, erscheint in Mexico wieder und erreicht in grosser Breite die atlantische Küste. Die Cordilleren, welche in Mexico das Zwischengebirge vertreten, sind kaum von der Sierra Madre del Sur, dem Hauptzuge des andinen Baues, tektonisch abzutrennen.

In Süd-America nimmt die Cord. de los Andes in den am genauesten bekannten Strecken Bolivien's und Argentinien's

selbst die Merkmale des Zwischengebirges an. Auch hier herrschen mesozoische Meeresbildungen, junge Vulcane und lange Gräben.

Graham-Land ist eine Wiederholung von Patagonien und ist dem andinen Baue zuzuzählen.

9. Antarktis, nämlich Süd-Victoria und Wilkes-Land bis zum Gauss-Berge und auf der anderen Seite Coat's-Land dürften Fortsetzungen von Süd-Victoria sein. Die dortigen Vulcane (Terror-Reihe) wären den africanischen Vulcan-Reihen zu vergleichen.

Ein Blick auf diese neun ungleichwerthigen Einheiten zeigt, dass nur im pacifischen Gebiete die Umrisse der Festländer und der Inseln einigen Aufschluss über die Lage der Leitlinien geben. Würde man das atlantische Gebiet etwa zur permischen Zeit betrachten können, so würde sich eine Gebirgskette zeigen, quer über den heutigen Ocean von Armorica nach Neufundland streichend. Nördlich von dieser würde vielleicht noch das erische Vorland bestehen. Europa selbst, namentlich die iberische Halbinsel, würde weiter nach West reichen und vielleicht würden die Cap-Gebirge sich noch weit in das heute vom Ocean bedeckte Gebiet erstrecken. Das ist alles verschwunden. An keiner atlantischen oder indischen Küste sieht man (mit Ausnahme der Antillen) gebirgsbildende Thätigkeit. Im pacifischen Ocean ist sie weit verbreitet. Das ist der tiefgehende Unterschied zwischen dem atlantischen und dem pacifischen Theile der Erde. Von diesen neun Einheiten sind zwei, Laurentia und Gondwána-Land, gut bekannt, in vielen Kennzeichen einander verwandt und als früh erstarrte Theile der Erde durch den Mangel jeder postcambrischen Faltung (mit etwaiger Ausnahme der Sahariden, sowie des Uebergreifens junger Faltung am Mackenzie, in Bolivien und Argentinien) kennbar. Es ist wahrscheinlich, dass Antarktis eine ähnliche Stellung einnimmt. Dann wären auf der atlantischen Erdhälfte eine nördliche, eine aequatoriale und eine südliche Region älterer Erstarrung vorhanden.

Die Caledoniden, das Cap-Gebirge und der andine Bau sind Faltenstücke von verschiedenem Alter.

Der asiatische Bau ist ein Faltenbau, vielfach in seiner Ausgestaltung gehemmt durch die starren Vorländer Laurentia und Gondwána-Land. Dabei umschliesst er aber selbst ein vorcambrisches Tafelland, Angara-Land. Wahrscheinlich steht Australien in ähnlichem Verhältnisse zu den Oceaniden, hier aber fehlen,

wie gesagt, namentlich für die Hauptkette, Neu-Guinea, die Erfahrungen. Aus diesen Gründen heften sich die Fragen über die Beziehungen des gefalteten zu dem früh erstarrten Gebirge zuerst an den weiten asiatischen Bau.

Kettung und Schaarung (Taf. XX). Die oft wiederkehrende bogenförmige Gestalt der Gebirgsketten ist das auffallendste Kennzeichen des asiatischen Baues. Die Art, in welcher die Bogen sich begegnen, ist eine zweifache; entweder sie treten in Schaarung zusammen, oder ein Bogen kreuzt die Richtung des anderen. Wir nannten diesen zweiten Fall Durchschneidung (z. B. III *a*, 472); Richthofen hat das Wort Kettung gebraucht und es soll auch hier verwendet werden.

Ferd. v. Richthofen hielt die Kettung (im Gegensatze zur Schaarung) für ein Kennzeichen Ostasien's und hat diese Frage mit der gewohnten Meisterschaft in einer Reihe von Schriften behandelt.[1] Man weiss jetzt, dass nicht alle Kettungen die gleiche Bedeutung haben, und dass sowohl Kettung als Schaarung in den Inselkränzen vorhanden sind. Kamtschatka-Kurilen streichen in Kettung quer auf die Richtung der Alaskiden, Hokkaido in Kettung quer auf die Kurilen u. s. f,, während die Alaskiden gegen Ost in Schaarung treten u. s. f.

Nun handelt es sich um Trennung von verschiedenen Arten von Kettung und um die Frage, warum hier Kettung, dort Schaarung entsteht.

Die Karpathen kreuzen die Richtung der Sudeten und des Sandomir-Gebirges. Die beiden letzteren sind älter und es besteht kein Zweifel darüber, dass sie unter den karpathischen Bogen versinken. Das ist Kettung durch Ueberwältigung. Die westliche Seite des Himálaya tritt in Schaarung mit den iranischen Falten, während im Osten die burmanische Richtung jene des Himálaya kreuzt; auch hier, am Brahmaputra, tritt Kettung ein. Die Sachlage ist aber von jener in den Karpathen verschieden. Nennt man jene Kette, welche ihre Richtung behauptet, die Dominante, so ist in dem ersten Fallé die Dominante (Karpathen) die jüngere, im zweiten ist sie die ältere Kette. Hier ist ein fremdes Keilstück, Assam, eingefügt. Maclaren sagt, dass etwa in 95° 45′ ö. L. der Himálaya auf die quer, gegen SSO. streichenden Miju-Ketten trifft, welche älter sind und zum burmanischen Bogen gehören. Noch bei Tezpur, nahe 92° 45′ ö. L., tritt in der Tiefe




Fig.1




Fig.2

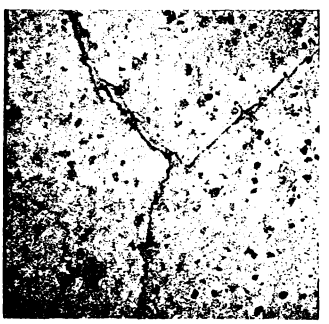


Fig.1a



Fig.2a

Sprünge in Asphalt

des Thales des Brahmaputra krystallinisches Gestein zwischen dem Himálaya in NW. und den Patkai-Bergen in SO. hervor. Beide Gebirge, Himálaya und Patkai, sind von einem gegen den Brahmaputra überstürzten Saume von Gondwána- und Tertiär-Schichten begleitet.[2] Die älteren Miju-Ketten waren zuerst zur Stelle; darum endet der Himálaya hier. Das vortretende Streichen der Patkai-Berge zeigt wahrscheinlich ein nachträgliches Vorquellen der burmanischen Falten an. Gewiss haben auf beiden Seiten noch durch lange Zeit Bewegungen stattgefunden; das zeigen die überfalteten Sewalik-Schichten. Wir halten aber vorläufig daran fest, dass die Miju zuerst zur Stelle waren.

Die Asphaltdecke unserer Strassen zeigt nicht selten Sprünge von eigener Art, und zwar Reihen von Bogen. Senkt sich der Randstein, so sind sie von ihm abgekehrt (Taf. XX, Fig. 1); senkt sich die Mitte und behauptet sich der Randstein, so sind sie ihm zugekehrt (Fig. 2). In beiden Fällen zerlegt sich die durch Senkung erzeugte Spannung in Bogen, nicht von derselben, aber oft von ähnlicher Grösse. Der Sprung entsteht in oder nahe der Mitte (*g*, Fig. 1) und verlängert sich dann nach beiden Seiten. Trifft er etwa gleichzeitig mit dem Nachbarsprunge, z. B. am Punkte *a*, Fig. 7 ein, so entsteht die Leitlinie einer Schaarung; bleibt er zurück oder war sein Ausgangspunkt nicht in der Mitte *(b)*, so wird Kettung gebildet *(c)*. Wenn Fig. 2 eine Landkarte wäre, würde man sagen, im Norden sei Schaarung und weiter gegen Süd seien Kettungen vorhanden, und es sei jedesmal der nördliche Bogen die Dominante.

Sucht man nach einiger Zeit im Asphalt dieselbe Stelle wieder auf, so bemerkt man zuweilen, dass die fortgesetzte Spannung auf die ganze gebrochene Linie *f a e* gemeinsam gewirkt hat, und dass etwaige feine Fortsetzungen innerhalb *a* nicht von dieser weiteren Zerrung betroffen wurden. Ferner entstehen innerhalb der Bogen oft noch secundäre Sprünge. Endlich ist die Asphaltdecke zerrissen und unbrauchbar.

Drei bogenförmige und concentrische Elemente treten in den asiatischen Inselbogen auf, die Vortiefen, die gefalteten Ketten (Cordilleren) und die Vulcanlinien. Diese letzteren eignen sich in erster Linie zu einem Vergleiche.

Ein hakenförmiger Bruch oder Sprung begleitet die hakenförmige Krümmung des Streichens in der Schaarung von Karoo-

Port (III, *b*, 324). Ein ähnlicher Sprung hat sich in den Aleuten bei fortgesetzten Spannungen zu dem Graben von Cook's Einlass ausgebildet; der Graben krümmt sich mit der Schaarung und nahe der Stelle der Krümmung (*a*, Fig. 2) steht die Vulcangruppe Wrangell. Aber auch andere Bogenstücke werden durch den gleichen Vorgang zu Gräben, so die Fusiyama-Bonin-Linie in der Fossa magna und ebenso bilden sich Gräben aus im Streichen der grossen Vulcan-Linie, die vom Ho-shue-shan her durch 31 Breitegrade bis über die javanischen Vulcane hinaus der burmanischen Leitlinie folgt.[3]

Dass die Vulcan-Bogen in der That auf Sprüngen stehen, ergibt sich aber auch daraus, dass sie im Stande sind, überzuspringen in die Bogen einer fremden Cordillere. So kreuzt der Kurilen-Bogen die Cordillere von Hidaka auf Hokkaido, und während hier (III, *a*, 178, Fig. 7) die Querung nur bis zum Vulcan Optateshike geführt wurde, hat die Karte der japanischen Landesaufnahme sie bis an die W.-Küste von Hokkaido fortgeführt. Ein zweites Beispiel ist der Kesselbruch der Bucht Kagoshima, der Vulkan Sakura u. A., die das Eintreten der Liu-Kiu-Linie in die Cordillere von Süd-Kiu-shiu anzeigen. Von hier werden aber auch tertiäre Querfalten angeführt.

Die langen Sprünge oder Verwerfungen, die Korea in südwärts geöffneter Virgation durchschneiden, den grössten Theil der Ostküste bilden und den Süden in eine Rias-Küste verwandeln, sind möglicher Weise Disjunctiv-Linien, die zu Liu-Kiu gehören.

Wir ahnen nun auch, warum auf Mindanao die Vulcane mit Vorliebe nicht auf den Cordilleren, sondern auf den Tiefenlinien stehen (III, *a*, 309).

Bald wird sich jedoch zeigen, dass trotz dieser Aehnlichkeiten Vergleiche mit den Sprüngen des Asphalt einige Zurückhaltung verlangen. Vorläufig entnehmen wir nur, dass Kettung entsteht, entweder wenn eine ältere Kette überwältigt wird (Sudeten), wobei dann die jüngere (Karpathen) zur Dominante wird, oder wenn die früher am Treffpunkte eingelangte Kette sich als Dominante behauptet, und der letztere Fall ist in den asiatischen Inselkränzen der herrschende. Die Aleuten zeigen ein Beispiel, in dem die Kettung mit der Dominante (Kamtschatka) noch nicht erreicht ist.

Bedeutung der Vortiefen. Wir berufen uns auf das III, *b*, 335 und 374 Gesagte. Mit Ausnahme einer 7000 M. übersteigenden Tiefe von kaum genauer bekanntem Umrisse nahe der Mitte des atlantischen Ocean's, die nach ihrer Lage kaum eine Vortiefe genannt werden kann, und mit Ausnahme der langen Tiefe, welche Stücke der amerikanischen Westküste begleitet und über deren Bedeutung hier kein Urtheil gefällt wird, liegen alle Vortiefen nahe vor den asiatischen Bogen oder innerhalb der Oceaniden. Die Vortiefen der nördlichen Antillen nehmen eine ähnliche Stellung ein, wie die asiatischen Vortiefen und wir rechnen sie, wie gesagt, zu den pacifischen Bauten. Analogie lässt vermuthen, dass man einmal ausserhalb der Süd-Sandwich-Inseln eine ähnliche Vortiefe finden wird.

Die Senkungen der Asphalt-Decke vollzogen sich innerhalb der concaven Seite der einzelnen Bogenstücke. Bei Entleerung des Schwimmsandes unter der Stadt Brüx hatte die Senkung an der Peripherie begonnen und sich gegen Innen fortgesetzt. Bei erneuter Entleerung begann die Senkung ausserhalb der ersten und verengte sich wieder gegen Innen. Ein ähnlicher Vorgang dürfte sich in NW.-Island vollzogen haben (III, 297, Fig. 23) und dürfte auch hier vorauszusetzen sein.

Schon in dem Beginne dieser Studien wurde auf die Analogie des nördlichen pacifischen Ocean's und der indischen Halbinsel hingewiesen, und die Sachlage wiederholt sich in der Karoo. Von drei Seiten dringen gefaltete Gebirge vor; die vierte Seite ist offen. Im ersten Falle sind es Kamtschatka, die Aleuten und das Elias-Gebirge, im zweiten die Sind-Ketten, Himálaya und die Ketten von Arrakan, im dritten die drei Cap-Gebirge. Die indische Halbinsel ist Vorland, die Karoo auch und wir müssen annehmen, dass auch unter dem nordpacifischen Ocean ein Vorland liegt. Man darf sich in Beurtheilung dieser Grundzüge des Baues nicht durch die Hydrosphäre täuschen lassen. Könnten wir sie entfernen, so würde ein weites Land vor uns liegen, etwa 3600—4000 M. unter dem heutigen Meeresspiegel, aber vor den gefalteten Bogen würden langgestreckte, allerdings nicht völlig regelmässige Streifen des Landes liegen, die noch um 2000, 3000 und sogar 5000 M. tiefer wären als das weite neu entblösste Land.[4] Dieses entblösste Land ist das Vorland. Der äussere Rand der Vortiefe ist der bogenförmige Rand einer Senkung der

Lithosphäre, und der innere Rand der Vortiefe ist der Aussenrand des Faltengebirges, welches vom Lande her über diese Tiefe getreten ist. Asien ist im Osten und Süden von solchen Senkungen umgeben. Sie wurden Scheitel genannt. Die ostindische Halbinsel ist ein Horst, der sich erhalten hat an einer Stelle, an welcher die Vortiefen vielleicht weniger tief waren und heute nur durch grosse Flussthäler angezeigt sind. Africa ist ein Horst, der in seiner ganzen Breite bewahrt ist, vom nördlichen (Atlas) bis zum südlichen Faltenbaue (Cap-Gebirge).

Die bogenförmigen Aussenränder der Vortiefen gehen wahrscheinlich aus der Zerlegung einer ausgebreiteten sinkenden Bewegung hervor, welche den ganzen gegen Asien gelegenen Theil des pacifischen Ocean's umfasst.

Nun wird es verständlich, dass im Rücklande die cambrischen Schichten ebenso ungestört liegen mögen, wie im Vorlande und dass dem atlantischen und dem indischen Ocean, mit Ausnahme der Stirn der beiden Antillen, zugleich mit den Vortiefen auch die bogenförmigen Ketten fehlen. Schon vor dem burmanischen Bogen stellt sich die Vortiefe ein.

Es wird, wie gesagt, angenommen, dass die beiden Ränder der Vortiefe von verschiedener Beschaffenheit seien, der äussere ein Senkungsrand des vom Meere bedeckten Vorlandes, der andere zum vortretenden Faltengebirge gehörig.

In der Vortiefe wurden nur selten, z. B. vor den Philippinen, vulcanische Gesteine getroffen; vielleicht sind auch diese nur Einstreuungen. Die Vulcane, welche die Inselkränze begleiten, stehen niemals in der Vortiefe, sondern gehören ganz der gefalteten Cordillere an.

Faltung. Die einfachste Form der Vertheilung von Falten wird gebildet, wenn innerhalb eines mehr oder minder bogenförmig eingesenkten Vorlandes concentrische Bogen entstehen, beiderseits geschlossen. Ein grosser Theil der asiatischen Scheitel- und Randbogen dürfte diesem Typus zufallen oder nähert sich ihm. Oft schliessen sich aber die Bogen nicht; offene Virgation bleibt zurück mit freien Enden. Auch Auflösung in schräge Kulissen mag eintreten, wie in den Rocky Mts.

Die Virgation mag Neigung zeigen, sich fortwachsend zum Bogen zu schliessen, wie am Helmund oder in den Aleuten, oder sie mag weit über den Bogen hinausgreifen, wie am Tian-

shan. Endlich sind Beispiele bekannt, in denen Falten selbstständig sehr weit hinaustreten über das Gebiet des Ursprunges, bis sie endlich in freien Enden erlöschen. Sie wurden hier Zweigfalten genannt. Ihre Bildung beansprucht mächtigen und ausgedehnten seitlichen Druck, der in einem Ueberschusse an äusserer Hülle des Planeten seine Auslösung findet. So wurden die Appalachien gebildet und Hindukush und auch der weit aus den Randbogen vortretende burmanische Bogen, vielleicht auch der Hauptstamm des Ural, obwohl er hier seiner Lage wegen als eine posthume asiatische Scheitellinie angesehen worden ist.

Diese freien, ausserhalb der Umrahmung eines Scheitels fortstreichenden Falten unterliegen selbständigen Ablenkungen. Wo sie auf ein örtliches Hinderniss treffen, mag secundäre, erzwungene Virgation entstehen, die verschieden ist von der primären Virgation der Alaskiden oder der Philippinen. Solche secundäre Virgation erzeugten die Adirondacks vor den Appalachien und das Plateau von Ufa vor dem Ural. Es ist selbstverständlich, dass die Oeffnung der erzwungenen Virgation in der Richtung der freien Enden liegt. Diese sind für die Appalachien die vereinzelten Kulissen-Stücke weit jenseits des Missisippi, für den Ural die viel jüngeren Jergeni.

Das grösste Ausmaass von Ablenkungen erleiden die Alpiden, welche als posthume Rahmenfaltung innerhalb der Senkungen der westlichen Altaiden entstanden sind. So sind durch Fortbau nach beiden Seiten die Krümmungen am Eisernen Thore, in den SO. Karpathen, an der Verbindung von Alpen und Appennin, von Sicilien gegen Tunis, endlich der Bogen von Gibraltar und eine fast wurmförmige Leitlinie entstanden, mit freien Enden nach beiden Seiten, nämlich „rückläufiger“ (im Sinne der Altaiden) in O. Balkan, im Sporn von Valeni und in Sporn der Lägern (Juragebirge) und „vorschreitender“ in den Balearen (bis Majorca) obwohl auch dort gegen Ost gerichtet.

Lehrreich sind jene Fälle, in denen ein Fortbauen freier Enden vermuthet werden darf. Ein Beispiel sind die beiden jungtertiären Faltenzüge, die, aus dem Nordrande des Kaukasus hervortretend, das Kimmerische Bruchstück in der Krim zu umfassen streben. Ein zweites bieten die Enden des Ghissar-Gebirges, die der Amu-darja bei und unterhalb Kelîf, und jene des Mogol-tau, die der Sir-darja unterhalb Chodjent durchschneidet

(III, *a*, 386, Taf. XIII). Sie sind darum deutlich, weil beide Flüsse als antecedent anzusehen sind.

Indem die Dinariden in der Richtung der Porphyrmasse von Botzen auf die Alpen drücken, entstehen in ihnen selbst zwei Bündel von Ausweichungsfalten, eines in der Richtung des Garda-See's und des Bruches von Schio, das andere in der Richtung OSO. in Süd-Steyermark und Croatien. Dort reichen sie (wie in den Karpathen der Sporn von Valeni) bis in post-levantinische Zeit; aber ihre langen freien Enden sind nur zum Theile Falten, sonst jedoch steil gestellte, von Brüchen begrenzte Streifen. (III, *b*, 427.)

Noch einmal kehren wir zu den langen freien Zweigfalten zurück.

Ein Bretchen wird auf einer Wasserfläche langsam fortbewegt. Vorne, im Kielwasser, entstehen steilere Wellen. Zu beiden Seiten fliessen sie ab in langen, freien Zweigwellen, mit der Entfernung durch Einschaltungen und Divergenz in Virgation auseinander tretend, vielleicht auch, wie die Appalachien in Alabama, aus convexen zu concaven Leitlinien übergehend, dabei stets an Höhe abnehmend und unter unseren Augen sich verlängernd. Der Vergleich nähert sich ein wenig mehr der Wirklichkeit, wenn man sich das Bretchen oder die Quelle der Bewegung nahe unter der Wasserfläche vorstellt. Dann darf man auch Aehnlichkeit suchen zwischen den erdumfassenden Wogen des Krakatao und den langen Armen der Altaiden.

Rückfaltung und Absterben im asiatischen Baue. Versuchen wir, den asiatischen Bau zu zergliedern, auf die Gefahr hin, uns zu wiederholen. Im Norden des canadischen Schildes stellt sich zuerst, als ein Theil der Peripherie, die Vereint-Staaten-Kette ein. Nördlich von ihr breitet sich der arktische Ocean aus. Dann wird Angara-Land erreicht, das alles Land zwischen Jenissei und Lena mit Inbegriff des Flussgebietes des Aldan umfasst und sich wahrscheinlich noch unter dem Flachlande von Westsibirien fortsetzt. Diese cambrische Tafel ist es, unter welcher an einzelnen nordsibirischen Flüssen Gneiss sichtbar wird, und welche von den mannigfaltigen spätpalaeozoischen Floren ihres südlichen Theiles den Namen trägt. Im Norden greifen über sie flache mesozoische marine Transgressionen.

Diese Tafel reicht von Bennett-Land bis in das hufeisen-

förmige Amphitheater von Irkutsk (bis 52° n. Br.), welches der innere Rand des alten Scheitels am Baikal ist. Diesem folgt gegen West der vordevonische Scheitel von Minussinsk und diesem der carbonische Scheitel des Altai. Nun treten wir an die Peripherie. Man kann die Vereint-Staaten-Kette als ein erstes Glied der Peripherie ansehen. Ein zweites Glied, richtiger eine Reihe, erstreckt sich im Osten von den Rocky Mts. und dem Elias-Gebirge über die Alaskiden und die ostasiatischen Inselkränze bis Halmahera und Celebes. Diesen entsprechen als ein drittes Glied im Westen die Uraliden. Ihr Hauptstamm, der Ural, erinnert an den Grossen Chingan; die Fortsetzungen erreichen N. Norwegen, aber der peripherische Bau ist hier so wenig entwickelt, dass von Osten her horizontale cambrische Schichten bis unter die Caledoniden gelangen.

Südlich von den Philippinen und den Uraliden verräth sich eine Abänderung. Sie geht vom Altai aus. Lange gerade Linien bezeichnen die südliche Grenze der nun folgenden Theile der Peripherie. Der östliche Theil verlängert sich gegen S. in den burmanischen Bogen. Der westliche gelangt an den Asow'schen Horst, dringt nach Europa, verlängert sich bis über den Ocean und endet erst jenseits des Mississippi. Dieses sind die östlichen und die westlichen Altaiden, zugleich das vierte und fünfte Glied der Peripherie.

Innerhalb dieser langen Zweige erscheinen die südlichen Randbogen als das sechste und letzte Glied. Sie sind: Himálaya, der iranische und der taurisch-dinarische Bogen. Jener, der das westliche Mittelmeer umgibt, hat posthume Umgestaltung erfahren.

Damit schliesst der asiatische Bau und wir kehren zum Amphitheater von Irkutsk zurück (III, *a*, 16, Fig. 2).

Hier in der Mitte des rings nach Aussen strebenden Baues tritt unzweifelhafte Rückfaltung gegen Innen, d. i. gegen die concave Seite des Bogens ein. Die gegen Innen überfaltete Synclinale der Halbinsel Olchon (III, *a*, 81, Fig. 4) und die nach Innen überfalteten Silurschichten des Onot-Gebirges sind die deutlichsten Beweise, aber auch im Westen, am sogenannten Horst des Jenissei, hat seither Meister Ueberfaltung gegen Innen getroffen und die hufeisenförmigen Falten der Angara-Schichten NO. von Nishne-Udinsk lassen erkennen, dass noch nach der

Juraformation in diesem sonst uralten Gebirge eine Verengung des Amphitheaters eingetreten ist (III, *a*, 30). Hier ist die Rückfaltung auch von jungen granitischen Intrusionen begleitet (Kruglaja bei N.-Udinsk, Stromschnelle Strjelka oberhalb der Mündung der Angara).[5]

Der Werchojan'sche Bogen, der innerste Ast der Anadyriden, ist nach Toll's Meinung gegen Innen gefaltet; diese Meinung ist bereits vor Jahren ausgesprochen worden, als sie für wenig wahrscheinlich gelten musste. Sie wird auch heute nicht allgemein anerkannt (III, *b*, 388).

Das Rumanzof-Gebirge ist im Gegensatze zu den anderen Alaskiden ohne Zweifel gegen Innen gefaltet. Das beweisen die gegen N. gerichteten Ueberfaltungen bei Cap Lisburne und die Anordnung der Schichten im Profil des Endicott-Gebirges (III, *b*, 399).

Da die Rocky Mts. mit Rumanzof (nicht mit dem Alaska-Gebirge) in Schaarung stehen und gleichsinnig mit diesen bewegt, d. i. von der gegen den pacifischen Ocean gerichteten Vorfaltung abgewendet sind, müssen sie dem asiatischen Baue gegenüber als rückgefaltet angesehen werden. Die Rückfaltung drückt sich in der Bewegung gegen O. aus, während das Elias-Gebirge gegen W. bewegt ist. Im südlichen Theile der Rocky Mts. ist jedoch einseitige Bewegung überhaupt kaum bemerkbar.

Zwischen einzelnen Aesten des grossen Baues treten Schollen hervor, welche den jüngeren Faltungen Widerstand geleistet haben. Die grösste liegt in N.-China und ihr westlicher und nördlicher Rand nehmen im Knie des Hoang-ho die Stelle eines Vorlandes gegenüber den Faltungen der Wüste Gobi ein. Im Osten dieser Scholle haben B. Willis und Blackwelder nachgewiesen, dass das Kohlengebirge von Shansi gefaltet ist und dass im Ki-tshou-shan Faltung und Ueberschiebung gegen SO. die vorcambrischen und cambrischen Gesteine beherrschen. Ki-tshou-shan streicht NO. und stellt die Verbindung mit dem gleichfalls gefalteten Wutai-shan her.[6] (Diese Thatsachen betreffen die III, *a*, Taf. XVI, roth bezeichneten Gebirge.) Hiemit ist die Einlenkung von Wutai-shan in die Richtung des Grossen Chingan gegeben, der noch bei Dolon-Nor ONO. streicht[7] und den wir nun in Uebereinstimmung mit früheren Vermuthungen und den Erfahrungen im Norden (III, *a*, 153, 268) zu den Faltungen rechnen.

Die Einfügung der von Kuku-choto herbeistreichenden Falten bezeichnet das NO.-Ende der nordchinesischen Scholle. Alle diese Aeste stehen demnach in Vorfaltung.

Hievon wesentlich verschieden ist das Verhalten der südchinesischen Scholle. Diese ist gegen W. nicht stauendes Vorland, sondern die Ketten des Hochgebirges setzen in ihr fort und flachen allmählig aus.

Die Yünnan-Ketten, in 27° 30′ fast meridional und sehr zusammengedrängt, treten südlich von dieser Stelle gegen SW. im Pat-koi-Gebirge und SO. von Talifu in der Richtung des Rothen Flusses auseinander. Im Nordwesten treten O. von Batang weitere meridionale Ketten bis an den Ta-pa-shan und an das Rothe Becken vor. Eine besonders lange Kulisse (Anticlinale von Tung-tshwang) wird vom Yan-tse-kiang an seiner südlichsten Stelle durchschnitten. Alle diese Falten flachen nach Leclère's Beobachtungen gegen Süd in breite Sättel aus. Devon, Carbon, marines Perm und marine Trias, rhaetische und liassische pflanzenführende Schichten breiten sich über das Land und erst etwa von 108° ö. L. wird unter diesen mannigfaltigen, flach gewölbten Sedimenten eine ältere Unterlage sichtbar. Flexuren, die gegen NNO. streichen und ein allgemeines Absinken beherrschen Ost-Yünnan und Kwang-si.[8]

Man darf daher in der That sagen, dass auf diesem Theile von China der herabhängende Rest des sedimentären Mantels ruht, welcher vor Zeiten das Hochgebirge bedeckt hat (III, *a*, 292).

Weiter im Osten ist die südchinesische Scholle sehr wenig bekannt. Von Futshu landeinwärts wurden Gneiss, Amphibolit, Granit und alte Schiefer getroffen mit discordant aufgelagerten Schichten von mesozoischem Aussehen.[9]

Wir kehren zu den Ketten von Yünnan zurück. Von jenen Kulissen, die dem Rothen Flusse gegen SO. gefolgt sind, geht im Westen die Cordillere von Annam aus, die convex gegen Ost wird und sich in die Richtung der philippinischen Linien fügt. Die östlichen Kulissen erreichen in niedrigen Ausläufern das Delta des Rothen Flusses, aber landeinwärts folgen ihnen nach Zeil's Angaben noch weitere Faltungen, deren Streichen in den N. und NO. von Ha-Noi gelegenen Landstrichen eine Beugung aus SO. bis ONO. mit der Convexität gegen S. und SSO. vollziehen und über welche weitere Beobachtungen abzuwarten sind.[10]

Dann folgen noch weitere eingeschaltete Schollen in Cambodge und Süd-Borneo.

Diese Einzelheiten wurden angeführt, um zu zeigen, dass in diesen grossen Verzweigungen der östlichen Peripherie Rückfaltung kaum noch beobachtet wurde. Eine örtliche Ausnahme stellt sich im burmanischen Bogen, in Süd-Sumatra, ein, wo Tobler, mit der Feststellung der petroleumführenden tertiären Anticlinalen beschäftigt, fand, dass sie aus einer gegen N. und NO. gerichteten Bewegung, d. i. aus Rückfaltung hervorgegangen seien.[11]

Am Mustág-Ata, an der Ostseite des Pámir, ist eine mächtige Ueberfaltung oder Ueberschiebung gegen O., d. i. gegen die concave Seite des Jarkend-Bogens vorhanden (III, *a*, 347). Aehnliches zeigt sich in den Faltungen, die den Helmund umgeben.

Wir kehren zu den inneren Scheiteln zurück.

Im Scheitel von Minussinsk tritt gleichfalls Rückfaltung ein. In der Nähe des Jenissei ist der West-Sajan gegen N., d. i. gegen Innen überfaltet, und den hufeisenförmigen Devonfalten unterhalb der Stadt Minussinsk dürfte eine ähnliche Rolle zufallen wie den hufeisenförmigen Jurafalten bei N.-Udinsk (III, *a*, 100).

Im Altai-Scheitel muss die Frage offen bleiben. Einige Beobachtungen weisen dahin, dass der Rand des Kusnetzkii Alatau gegen W. über die flötzführenden Schichten von Kusnetzk gefaltet sei, aber sie reichen kaum zu einer Entscheidung aus[12] (III, *a*, 199).

Nun sind diese Erfahrungen über das wiederholte Auftreten von Rückfaltung auf Europa zu übertragen. Die Timan-Kanin-Kette im Norden und die Dinariden im Süden behaupten auch in Europa die normale Vorfaltung gegen Süd. Die im Norden des Asow'schen Horstes eintreffende Alai-Linie zeigt auch asiatisches Verhalten und dasselbe gilt von den räthselhaften Karpinsky'schen Linien. Dagegen wenden sich die vom Kaukasus her im Süden des Horstes eintreffenden Leitlinien von hier an im Gegensatze zu den im Norden wie im Süden vorhandenen Gebirgen gegen Nord. Anfangs sieht man allerdings nur posthume Ketten (Balkan u. A.). Sie gleichen aber in dieser Beziehung den typischen westlichen Altaiden; diese werden erst in den Sudeten sichtbar (III, *b*, 3).

Vom Asow'schen Horste an stehen die ganzen westlichen Altaiden (sammt ihren posthumen Bauten) bis Texas und Oklahoma in Rückfaltung.

Aus dieser Thatsache ergibt sich eine Reihe von Folgerungen.

Rocky Mts. gehen aus den Inselkränzen hervor, die Appalachien aus den Altaiden, aber nur weil sie beide in Beziehung zu dem grossen asiatischen Baue in Rückfaltung stehen, wird es möglich, dass Laurentia für diese beiden zum gemeinsamen Vorlande wird und zugleich auch für die in Vorfaltung stehende Vereint-Staaten-Kette.

Zugleich wird ersichtlich, dass im Osten wie im Westen gerade die rückgefalteten freien Zweige am weitesten über die Peripherie hinaus reichen, nämlich im Osten die Rocky Mts. und im Westen die westlichen Altaiden. Man sieht aber auch, dass sie früher absterben.

Die Rocky Mts. haben bereits in der oberen Kreide ihre Faltung eingestellt im Gegensatze zu dem heute noch in Ausbildung begriffenen Elias-Gebirge. Die ausserhalb des Asow'schen Horstes liegenden Zweige der Altaiden sind schon vor der permischen Zeit erstarrt, allerdings, um später in den europäischen Senkungen posthume Bauten, wie die Alpen, zu veranlassen. Der nördliche Ural ist alt, aber in seinen südlichsten Theilen besitzt er sehr junge Ausläufer. Die ganze übrige Peripherie, vom Mittelmeere bis zum Elias-Gebirge, darf als wahre, vielleicht nicht vollendete Vorfaltung angesehen werden. Wir weisen vorgreifend auf die alle diese Angaben bestättigende Anordnung der thätigen Vulcane.

Es findet daher zugleich Einengung und Abnahme der orogenetischen Kraft statt. Das Rückland ist nicht der Ausgangspunkt einer activen faltenbildenden Kraft. Die cambrischen Schichten liegen gerade so ungestört in dem Rücklande Angara wie in dem Vorlande Laurentia. Die Rückfaltung ist eine secundäre Erscheinung, hervorgegangen aus einem Ueberschusse an planetarischer Hülle.

Hiebei ist aber selbstverständlich von jenen erzwungenen Rückfaltungen abzusehen, die aus heftiger Krümmung des Streichens hervorgehen, wie am Eisernen Thore und bei der Wendung der Alpen zum Appennin.

Analyse der Bogen. Zuerst mag der Bau der nördlichen Antillen in Betracht kommen. Dort liegt vor der nördlichen Hälfte eine bedeutende Vortiefe. In grosser Regelmässigkeit folgen auf concentrischen Bogen: eine Reihe tertiärer Inseln, eine kurze Reihe erloschener Vulcane, der Bogen thätiger Vulcane, endlich die Cordillere. Auch die asiatischen Bogen besitzen einen concentrischen Bau. Seine Anlage wird auch dort kennbar, wo die Linien in Virgation auseinander weichen.

Zum Vergleiche mit den Antillen sollen vier Typen gewählt werden, nämlich die Philippinen, Liu-Kiu, die Alaskiden und die Bonin-Inseln.

1. Die Philippinen (II, 213; III, *a*, 308, Taf. XI) besitzen im Osten eine lange, unter 7000 M. herabsinkende Vortiefe. Sie öffnen sich gegen Süd in eine Virgation von Cordilleren und zwischen ihren Aesten erscheinen mehrere Reihen von Vulcanen. Die Virgation zieht quer über Mindanao und erlischt in Celebes und Halmahera in Richtungen, welche quer zu der Richtung der burmanischen Bogens liegen.[13]

Der innere Ast, das Sarawak- oder Ober-Kapoewas-Gebirge in N. Borneo (gefaltete Trias und Kreide), grenzt eine grosse fremde Scholle ab, welche zwischen den Aesten der Virgation den Süden von Borneo einnimmt. Im Westen liegt Pontianak in den breiten Alluvien des Flusses Laudak. Nördlich von hier traf Wing-Easton Granit mit transgredirendem Cenoman, der noch dieser fremden Scholle angehören wird.[14] Im Osten ist sie nach Molengraaff durch einen Graben gegen die Cordillere abgegrenzt. An dem südlichen Rande des Grabens, gegen die fremde Scholle hin, stehen die erloschenen Vulcane des Müller-Gebirges.

2. Liu-Kiu. Während das Streichen von S. Honshiu auch das südliche Kiushiu beherrscht, wird es dort durchschnitten von der eindringenden Vulcan-Linie des Liu-Kiu-Bogens. Dieses ist, wie gesagt wurde, die Bedeutung der Bucht von Kagoshima, des Kesselbruches in dem sie endet, des V. Sakura am Rande des Kesselbruches, dann weiter landeinwärts des V. Kirishima. Aber auch noch weiter im Norden treten bei der Stadt Kumamoto, auch im westlichen Theile der gegen SW. vorliegenden Amakusa-Inseln Ablenkungen der alten Felsarten gegen N. bis NW. auf und in Nord-Kiushiu liegen die tertiären Schichten auf langen, quer über das Hauptstreichen hinlaufenden, NS. streichenden

posttertiären tektonischen Linien. Diese werden dem Einflusse von Liu-Kiu von den japanischen Geologen vermuthungsweise zugeschrieben.[15]

Das mittlere und südliche Korea ist von hohem Alter. Einzelne Falten mit Str. ONO. oder NO. treten auf, aber maass gebend sind jüngere Brüche.

Ein grosser Graben geht bei Gensan, nahe 39°, von der Ostküste aus und erweitert sich gegen SSW. so sehr, dass der Nordrand in 37° 50′ und der Südrand in 36° die Westküste erreichen. Junge Basalte liegen im Graben. Der gegen NW. liegende Theil von Korea (Kôtô's Palaeo-Chyo-sôn) ist in zahlreiche Schollen zerschnitten. Im Südosten herrschen Bruchlinien, die eine von Gensan oder einem nördlicher gelegenen Punkte ausgehende Virgation darstellen. Einer dieser Brüche bildet den grössten Theil der bogenförmigen Ostküste; drei lange parallele Brüche folgen; andere gehen gegen SW. auseinander und die koreanische Südküste wird zur Rias-Küste. Diese langen Brüche sind Disjunctiv-Linien in einer Virgation, welche vielleicht den inneren Zonen von Liu-Kiu angereiht werden darf.[16]

Hier wurde gezeigt (II, 219), dass der Liu-Kiu Bogen aus einer äusseren, felsigen Cordillere und einer inneren vulcanischen Zone bestehe. Die Aehnlichkeit mit den N. Antillen geht aber weiter, und es ist ausserhalb der Cordilleren auch ein Bogen von tertiären Schichten vorhanden.

Die innerste Zone erstreckt sich von den Vulcanen auf SW. Kiu-shiu über Iwô-shima bis Tori-shima u. A., endlich bis zum V. Taiton auf der Nord-Spitze von Formosa.[17] Die zweite Zone ist eine gebirgige Cordillere; Yaku-, O-, Tokuno-, Okinawa-shima ferner Miyako-shima sind ihre wichtigsten Glieder. Palaeozoische Schichten sind hier gegen W. geneigt und daher wahrscheinlich gegen den Ocean übergefaltet, wie in Süd-Honshiu. Die dritte Zone besteht zum Theile aus Lepidocyclinen-Kalk; hieher gehören Tanega-, Kikaiga-shima, der südlichste Teil von Okinawa-shima u. A.

In der südlichen Gruppe Yaeyama gehört Ishigaki zur Cordillere, doch tritt auch Andesit auf und der vulcanische Berg Nosoko, gerade wie die erloschenen Vulcane der Antillen, die mehr nach Aussen stehen. Iriomote ist gefaltetes Tertiär. Wahrscheinlich macht sich hier in dem streckenweise gegen NNO. gerichteten Streichen schon philippinischer Einfluss bemerkbar.[18]

3. Die Alaskiden (III, *b*, 393). Innerhalb der Vortiefe folgt eine Cordillere von muthmaasslich sehr altem Gestein, an der Südseite begleitet von Flysch-ähnlichen Sedimenten, auch von gefalteten, zum Theil ölführenden tertiären Schichten (Kenai- und Tschugatsk-Geb.). — Innerhalb dieser liegt der Graben der Schelikof-Strasse und von Cook's Einlass mit jurassischen bis tertiären Schichten, mit disjunctiven Linien und dem Bogen der Vulcane. Innerhalb der Vulcane folgt die Hauptcordillere (Alaska-Gebirge) begleitet von secundären Zweigen. — Ein fremdes Stück schaltet sich zwischen die Zweige der Virgation ein (Seward- und Tschutschken-Halbinsel). — Eine letzte Cordillere steht gegen ihre concave Seite in Rückfaltung (Rumanzof-Geb.).

4. Die Bonin-Inseln (III, *a*, 187; III, *b*, 336). Aus der tiefen Störung, die Honshiu durchschneidet, tritt die Reihe der Schichito-Vulcane hervor.[19] Sie setzt die westliche, vulcanische Reihe der Bonin-Inseln fort, welcher im Osten eine zweite, aus tertiären Sedimenten bestehende Inselkette, die Ogasawara-Kette, vorliegt. Die letztere ist allerdings nur von 27° 40′ n. Br. bis 26° 38′ bekannt.

Diese vier Typen verrathen eine bestimmte Gliederung und eine bestimmte Reihenfolge, die sich unter dem Ausfallen einzelner Glieder wiederholt. Das erste Glied, an der convexen Seite, ist die Vortiefe; das zweite ein tertiärer, oft gefalteter, auffallend oft durch Lepidocyclina bezeichneter Saum (äussere Reihe in Liu-Kiu, Ogasawara-Kette in Bonin). Dann folgen die gefalteten Cordilleren, davon die innerste zuweilen in Rückfaltung (Rumanzof), zuweilen auch in Virgation auseinander tretend (Philippinen, Alaskiden). Hiezu kommt der Vulcan-Bogen. Er liegt immer in der Cordillere, und zwar in der Zone der Vorfaltung, nie in der Rückfaltung und auch nie in der Vortiefe. In den Philippinen folgen mehrere Vulcan-Linien der Virgation. In Liu-Kiu scheinen Disjunctiv-Linien bis Korea kennbar zu sein. Fremde Stücke erscheinen zuweilen zwischen den Aesten der Virgation (Süd-Borneo, Seward- und Tschutschken-Halbinseln).

Dieselbe Gliederung gilt auch für die N.-Antillen; dort fehlen nur Cordilleren innerhalb der Vulcan-Zone. Die Cordilleren zeigen überhaupt zuerst Neigung zu verschwinden, so in Bonin, während die Vulcane die grösste Beharrlichkeit zeigen, so in den Aleuten.

Bogen der Oceaniden. Das eben Gesagte erklärt den Bau der Oceaniden. Es ist eine seit lange bekannte Thatsache, dass gegen den Ocean hinaus die älteren Gesteine selten werden. Das ist das Verschwinden der Cordillere. Bald bleibt nur der tertiäre Saum mit den Vulcanen zurück, wie auf den Neu-Hebriden; bald fast nur der tertiäre wie in den Paumotu; bald gibt nur eine Kette von Vulcanen den Lauf der Leitlinie an, wie in Hawaii, in der Mitte des Ocean's.

Die von Neu-Seeland ausgehende Virgation zeigt auf den Linien Neu-Caledonien—Neu-Guinea, Neu-Hebriden—Neu-Mecklenburg und Gilbert-Carolinen deutlich das allmählige Verschwinden der Cordilleren und die Möglichkeit, dass Viti-Levu eine ältere nicht zur Cordillere gehörige Scholle zwischen den Aesten der Virgation sei, wird leichter verständlich. Vor der Ostseite des Baues liegt die Kermadec-Tonga-Vortiefe.

Die Marianen begegnen den Carolinen in Kettung; dasselbe gilt von den Spuren der Raroia-Gruppe gegenüber Paumotu.

Es gibt keine grundsätzliche Verschiedenheit zwischen der Gliederung des N. Antillen-Bogen's, der Inselkränze und der Oceaniden. Dabei muss aber erinnert werden, dass dieser Bau nicht über Hawaii und die Marquesas hinaus kennbar ist, und dass jenseits dieser Inseln sich gegen S.-America ein Gebiet einschaltet, in dem Inseln überhaupt selten und mehr in Gruppen geordnet sind, als in Linien.

Gliederung des andinen Baues. Hier ist ein Vergleich wegen des Vorhandenseins einer östlichen und einer westlichen Vortiefe viel schwieriger.

Das zwischen beiden Antillen liegende Vorland bricht nicht bogenförmig ein; es widersteht aber auch nicht der mächtigen, aus W. kommenden Bewegung, sondern wird selbst in Bolivien und Argentinien in beträchtlicher Breite in Falten und Schuppen gelegt. Die Cord. de la Costa, aus deren Richtung die Bewegung kommt und die etwa im Sinne älterer Anschauungen als die Centralkette zu gelten hätte, bietet, in vollem Gegensatze zur weitverbreiteten Regel, Pflanzenreste aus Keuper und Lias, im äussersten Süden aus mittlerem Jura, als wäre sie durch diese Zeiten auf lange Strecken hin trockenes Land oder ein Ufer gewesen. Dabei tritt allerdings der noch nicht aufgeklärte Umstand ein, dass im Norden, in S.-Oregon, pflanzenführende

Schichten des mittleren Jura aber auch abyssische Radiolarien-Gesteine, muthmaasslich des oberen Jura auftreten. Diese letzteren nehmen Antheil an dem Baue der californischen Coast-Ranges, die hier als ein Theil der Anden angesehen werden.

Je weiter die Vergleiche gegen N. rücken, um so auffallender wird die Uebereinstimmung gewisser Merkmale der Anden und des Zwischengebirges. Zuerst ist es die häufige Vereinigung von mesozoischen Meeres-Ablagerungen und jungen Vulcanen, dann die mehrmalige Wiederkehr langer Züge von Granodiorit und dabei ist der Umstand, dass in S.-America die vulcanische Thätigkeit bis mittleren Jura oder Lias, in den Aleuten bis in die Wolga-Stufe oder Kelloway zurückgreift, nicht zu übersehen.

In dem Graben der Aleuten-Vulcane liegt schon dieselbe mesozoische Schichtfolge mit derselben Discordanz an der Basis des Neocom, wie in Californien. Diese Gebilde setzen in das Interior-Plateau und in die Basin Ranges fort, als ein gefaltetes Gebiet, in zahlreiche submeridionale Horste und Gräben getheilt, von denen nur an Death Valley (190 Kilom. lang, bis 123 M. unter das Meeres-Niveau absinkend) erinnert sein mag. In seinem breitesten Theile ist das Gebiet im Osten begrenzt durch den Abfall des Wahsatch, im Westen durch den östlichen Abbruch der Sierra Nevada, als wäre das ganze 600—700 Kilom. breite Gebirge zwischen diesen beiden „Linien der Schwäche" in Streifen zur Tiefe gegangen (I, 742).

Weiter im Süden erfolgt von Arizona her Einengung oder Abschluss dieses Baues. In Mexico tritt er wieder hervor; wieder trifft man die mesozoische Serie, die langen hier gegen SO. streichenden Falten, die Brüche und vulcanischen Vorkommnisse und die abflusslosen Bolsones. Auf diese Art wird der atlantische Ocean erreicht, während im Süden die mexicanischen Riesen-Vulcane die Beugung des Streichens der Sierra Madre begleiten.

Noch weiter im Süden gelangt man zu der Depresión central von Chiapas mit dem Vulcan Zontehuitz, der von Böse dem See von Nicaragua verglichen wird, und weiterhin folgen die Vulcane von Guatemala. Die Cordillere, welche als die Fortsetzung der Sierra Madre anzusehen ist, schwenkt gegen Cuba und Jamaica ab. In Guatemala folgen die Vulcane dieser Schwenkung nicht, sondern setzen gegen SO., und zwar nach Sapper's Meinung in wiederholten, wechselständigen Reihen nach Costa

Rica fort. Von diesen Reihen ist die Strecke von V. Coseguina bis V. Madera (See'n von Managua und Nicaragua) ein Graben.

In den Antillen ist Aehnliches nicht bekannt. Am Festlande, zwischen Cumaná und dem Golf von Paria ist wahrscheinlich ein Graben vorhanden; das Thal des R. Magdalena wurde auch als ein Graben beschrieben. Innerhalb der vulcanischen Zone wurde die nicht seltene Reihung der Feuerberge nach geraden Linien erwähnt und das Auftreten von Gräben, so bei Antofagasta und bis Lonquimay, und auch ausserhalb dieser Zone in den argentinischen Anden. Mehrere dieser Gräben sind, wie in den Basin Ranges, über 100 Kilom. lang und dabei nur 8—9 Kilom. breit.

Im Norden, W. von der Schaarung, in Cook's Einlass, liess das Auftreten echter Süsswasser-Schichten der Kenai-Stufe erkennen, dass in der Tertiärzeit ein langer und schmaler, vom Meere abgeschlossener See den Graben füllte. Im Süden, fern von Kenai, führt der Gyps, welcher in der Zone der Vulcane der Juraformation sich einschaltet, zu einem ähnlichen Schlusse. Auch hier müssen einmal vom pacifischen Ocean abgeschlossene, oder mit diesem nur unvollständig verbundene Gewässer an der Stelle der heutigen mächtigen Cord. de los Andes bestanden haben. Schiller hat das über diese Gypse Bekannte gesammelt. Sie erscheinen schon in 23° s. Br., bei Caracoles, über Kelloway, wiederholen sich vielleicht in der Kreide, sind genauer, namentlich in der Gegend des Aconcagua bekannt, liegen in diesen südlicheren Strecken über Kelloway und unter Malm und reichen im Neuquen bis in den mittleren Malm.[20]

Die Entfernung von Caracoles bis Neuquen beträgt fast 16 Breitegrade.

Zwei wichtige Schriften Burckhardt's berichten über die Strecke zwischen 32° und 39°. Ein weit verbreitetes Porphyr-Conglomerat erreicht in dieser langen Strecke im westlichen Theile der Anden bedeutende Mächtigkeit, während es im Osten durch Sandstein vertreten ist. Beide, Conglomerat und Sandstein, schalten sich unmittelbar über dem Gyps ein und sind daher oberjurassisch. Burckhardt folgert, dass eine lange und schmale, grabenförmige und dem Rothen Meere ähnliche Meeresbucht vorhanden war, gegen W. begrenzt durch ein heute überfluthetes Festland, von dem die Porphyr-Gerölle stammen.[21]

Zu all' diesen Längsstörungen kommen noch die beiden

Längsthäler des Sacramento und von Chile. Die bedeutende Tiefe, welche die Westküste begleitet und zwischen Antofagasta und Copiapó unter —7600 M. hinabreicht, ist von den Vulcanen selbständig, liegt aber, wenigstens scheinbar, nicht in der gewohnten Reihe.

Diese ganze Zone ist auch gefaltet; etwa bis zu dem Vortreten der älteren Gesteine in Arizona ist die Bewegung in den Basin Ranges, so weit sie überhaupt als einseitig kennbar ist, gegen W. gerichtet. Dann, in Nord-Mexico, richtet sie sich gegen O. bis NO. Diese Richtung ist auch maassgebend in den argentinischen Anden. Wären diese gegen W. gefaltet, oder dürfte man sie als Rückfaltung ansehen, dann wäre der Osten normales Rückland, die Bucht von Arica normale Schaarung und die Tiefen von der Westküste wären normale Vortiefen. Diesem widersprechen aber die Kennzeichen von mesozoischem Festlande längs der Cord. de la Costa, sowie die Beobachtungen Steinmann's und seiner Mitarbeiter und jene der argentinischen Geologen, welche fast ausschliesslich Bewegung gegen Ost melden.

Südliche und westliche Theile des asiatischen Baues. Die Peripherie dieses Baues wurde eingetheilt in: *1.* die Vereint-Staaten-Kette, *2.* den ganzen Osten bis zur Banda-See, *3.* diesem im Westen entsprechend die Uraliden, dann die über die Peripherie vortretenden langen freien Zweige der Altaiden, und zwar *4.* die östlichen (den burmanischen Bogen) und *5.* die westlichen Altaiden, endlich *6.* die drei inneren Randbogen (Himálaya bis Dinariden). Wir kehren zur selben Reihenfolge zurück.

In den Uraliden (*3*) steht N. Semlja in Kettung mit dem Ural (III, *a*, 472; Fig. 18). Der ganze Norden weist auf höheres Alter; dagegen sind im Süden die Jergeni jung und sie erinnern an das freie Auslaufen ostasiatischer Zweige. Disjunction ist nicht bekannt.[22]

Der burmanische Bogen (*4*) zeigt deutlich Verwandtschaft mit den östlichen Bogen. Im Süden begleitet ihn eine 7000 M. messende Vortiefe. Einzelne tertiäre Inseln liegen vor (Mentawei u. A.) und die grösste und regelmässigste vulcanische Disjunctiv-Zone der Erde begleitet ihn bis tief in das Festland. Er unterscheidet sich jedoch von den ostasiatischen Bogen durch seine gegen W. und SW. gerichtete Convexität des Hauptastes, während einige innere Zweige, von diesem Hauptaste abweichend, in Annam sich

der philippinischen Richtung einfügen. Die Trennung ist bezeichnet durch die Einschaltung der Masse von Cambodge. Das freie Ende ist nicht nach S. oder SW., sondern nach O. gerichtet und seine Richtung steht dort in ähnlichem Gegensatze zu den Philippinen und zu Celebes, wie der Kaukasus zu den Jergeni.

Die westlichen Altaiden (*5*) entfernen sich in noch längerem freien Aste von der Peripherie, wie die östlichen. Indem sie ausserhalb des Asow'schen Horstes schon in der permischen Zeit erstarren, später in Senkungsfeldern posthume Gebirge entstehen lassen und dabei ganz in Rückfaltung stehen, nehmen sie eigenartige, sich nicht wiederholende Merkmale an.

Die inneren Randbogen (*6*) befinden sich in einem bemerkenswerthen Gegensatze zu den quer über sie hinwegstreichenden Altaiden. Dieser Gegensatz zeigt sich bereits zwischen 100 und 96° ö. L. (III, *a*, Taf. XVI) in der Art, in welcher Chreb. Pustyinji quer auf die schaarenden Richtungen des Lunshan (NW.) und des San-sjan-tsy und Shi-boa-shan (NO.) streicht. Dann streicht in seiner Fortsetzung der Tian-shan als Sehne über den Bogen, der die Niederung des Jarkend umfasst und quer über das westliche Ende dieses Bogens im Pámir. Mit derselben starren WNW. Richtung streichen die Kulissen des Hindukush vom Balchan zum Kaukasus in der Sehne des Bogens des Süd-Kaspi und ebenso der Kaukasus selbst über die Schaarung des zweiten und des dritten dieser Randbogen.

Alle diese Randbogen sind nach Aussen gefaltet, wie die gesammte Peripherie des grossen Baues. Deckschollen werden an der tibetanischen Grenze in Hundes gebildet und wahrscheinlich an anderen Stellen. Stellenweise eintretende Rückfaltung wurde bereits erwähnt.[23]

In Baluchistán sind die regelmässigen Faltenzüge nach Vredenburg's Berichten durch breite wüste Ebenen getrennt und die Bewegung erfolgt in den einzelnen Fällen je nach der tieferen Lage gegen S. oder gegen N.; dabei herrscht die Richtung gegen S. Die zwischenliegenden Thäler sind in vielen Fällen wirkliche Senkungen.

Trotz des Gegensatzes der Richtungen zwischen Tian-shan und den Jarkend (Himálaya) Bogen sieht man doch hier wie dort Discordanz an der Basis von Ober-Carbon oder Perm und in beiden Gebieten setzt sich, wie überhaupt an dem Aussenrande aller Randbogen, die Bewegung bis in die tertiäre Zeit fort.

Auffallend ist im iranischen Bogen die Neigung zur Bildung secundärer Räume. Ein solcher entsteht, in dem jenseits der Salzkette das Suleimán-Gebirge aus dem iranischen Aussenrande weit gegen S. vortritt und sich dann in minder hohe Ketten auflöst, die gegen SW., W., endlich NW. umschwenken und dabei den gleichsam parasitären Raum von Sewestán umschliessen (III, *a*, 359). Dieser Raum wird durch die inneren, normal gegen SSW. bis SW., d. i. gegen Kandahár ziehendem iranischen Hauptzüge genau so in der Sehne abgegrenzt, als wären diese Altaiden. Bei Quetta kehrt die Umrandung zum Hauptzuge zurück.

Innerhalb des Hauptzuges wiederholt sich die Erscheinung in einem grösseren Maassstabe. N. von Quetta ziehen die Ketten nach SSW., treten auseinander, beugen sich im Bogen gegen W., endlich NNW., verlieren dabei an Höhe und gehen endlich im Norden in der Wüste verloren. So wird ein zweiter Raum umgrenzt; die Beugung seines Randes spiegelt sich in der Beugung des Helmund. Zugleich ziehen von Bampur lange Ketten gegen NW., die Wüste Dasht-i-Lut abgrenzend. Am äusseren Rande tritt vielleicht in der Strasse von Hormuzd noch eine secundäre Schaarung ein und dann erst streicht der äussere Rand längs des persischen Meerbusens und des Tigris zur Schaarung bei Diarbekr.

Mit der Bildung der Schüssel von Sewestán, der Schüssel des Helmund und der keilförmig sich gegen SO. verengenden Wüste Dasht-i-Lut ist der Vorgang der inneren Theilung noch nicht abgeschlossen. Um den Südrand des kaspischen Meeres tritt als ein sehr selbständiger secundärer Bogen das Alburs-Gebirge hervor; seine Westseite verschmilzt in Ghilan mit den normalen iranischen Ketten (III, *a*, 365).

Der taurisch-dinarische Bogen (I, 638; III, *a*, 402) besteht aus zwei Bogen, welche sich gegenseitig in der Entwicklung gehemmt haben. Das Zusammentreffen vollzieht sich nach Philippson's neueren Forschungen W. von der Halbinsel Kyzikos und W. vom See Manias längs dem Flusse Simau. Südlich von diesem Flusse erfolgt eine Beirrung, indem eine grössere Masse krystallinischer Felsarten, die lydisch-karische Masse, den Raum von hier südwärts über den Maeander bis Denizlü und Milas einnimmt.[24] Ueber Rhodos treten dinarische NO. Züge nach Kleinasien; in W. Lykien tritt die taurische Richtung hervor.

Innerhalb der Tauriden scheidet sich ein kleinerer, ostpontischer Bogen aus, dem die Küste bis gegen Sinope zufällt. Weit grösser ist der taurische Hauptbogen; ihm gehören Taurus und Antitaurus, Amanus, Cypern und im westlichen Kleinasien eine grössere Anzahl NW. streichender Ketten an. Er umschliesst die Lykaonische Senke. Weniger ausgeprägt ist der westpontische Bogen; seinem westlichen, gegen WNW. und W. streichenden Theile könnten der Olymp von Brussa und das breite Serpentingebiet in seinem Süden, bis Tauschanli und Kiutahia zugeschrieben werden. Die weiter im Süden bei Afiun-Karahissar und Ischikli über die pisidischen See'n aus SO. heranstreichenden Ketten gehören zum taurischen Hauptbogen.

Innerhalb der Dinariden ist weniger Neigung zur Bildung von secundären Bogen vorhanden. Es herrscht Meinungsverschiedenheit über den Bestand eines solchen Bogens in Albanien.[25]

Das Zusammentreffen des burmanischen mit den Jarkend-Bogen würde man, wie bereits erwähnt wurde, eine normale Kettung mit östlicher Dominante nennen können, aber die Einschaltung eines fremden Stückes (Assam) ändert das Bild.

Die Jarkend- und der iranische Bogen begegnen sich in der Schaarung am Jhelum, welche gegen N. bis in den Pámir kennbar ist.

An der Grenze der Iraniden und Tauriden vollzieht sich eine Schaarung vom secundären Alburs-Bogen über O. und W. Karabagh gegen die Ostseite des ostpontischen Bogens, während im Süden die persischen Zagros-Ketten etwas östlich vom Meridian von Djarbekr mit dem Taurus in Schaarung treten.[26]

Die Dinariden umfassen das adriatische Meer bis M. Gargano und bis zum M. Conero bei Ancona und gelangen in ununterbrochenem, aber allmählig gegen W. gewendetem Streichen an die südliche Seite der Alpen. Sie behalten nicht nur die südwärts gerichtete Faltung der Randbogen bei, sondern vollziehen auch in ihrer concaven Einschwenkung Ueberschiebungen gegen SW.[27]

Die Beziehungen der Vulcane zum Gebirgsbaue treten nicht überall so deutlich hervor, wie in der östlichen Peripherie Asien's, und sie liegen weiter gegen Innen. In den Jarkend-Bogen ist nur die basaltische Zone des Stok zu nennen, die in Begleitung von Eocän im Süden der Gneisskette von Ladakh auftritt und von der an späterer Stelle gesprochen werden soll.

Ein Stück einer bogenförmigen Linie mächtiger Vulcane umgibt die Südseite der Niederung des Helmund (Koh-i-Sultán u. A.). Etwas weiter gegen SW. und gegen Aussen steht Koh-i-Tafdán (4111 M.) und von hier an scheinen sich die Vulcane zwischen den Kulissen zu einer gemeinsamen, gegen NW. streichenden Zone zu ordnen. Hieher wäre Koh Hazar (S. von Kirmán) zu zählen. Sie wurden bis jenseits 35° n. Br. verfolgt. Mit der Annäherung an die Schaarung tritt wohl die gleiche NW. Richtung z. B. am Goktschai-See wieder hervor, aber die Zahl der Vulcane vermehrt sich sehr; sie reichen in die SW. Ketten der Tauriden und man sieht keine Regel in ihrer Vertheilung. In der Schaarung selbst erheben sich die beiden parallelen Ketten des Ararat (5159 M.) und Tandurek-Aladagh.

Auf dem secundären Bogen des Alburs steht der Demavend als das seltene Beispiel eines Kammvulcan's, und dieses wiederholt sich in auffallender Weise in dem nächstgelegenen Aste der Altaiden, dem Kaukasus (Kasbek und Elbruz).

Erst innerhalb der Tauriden, am Rande der Lykaonischen Senke wird wieder ein Stück einer bogenförmigen Reihe sichtbar (Erdschias-Dagh u. A.).[28]

Innerhalb der Dinariden zieht ein Vulcanbogen von Nisyros über Santorin.

In dem ganzen Gebiete der Randbogen werden, mit Ausnahme der Dinariden, so vollständige Umwallungen gebildet, dass abflusslose Regionen entstehen. Im ersten Bogen ist es das Gebiet des Jarkend, im zweiten des Helmund und des Süd-Kaspi, im dritten die Lykaonische Senke. Die dinarische Umwallung ist dem Eintritte des Meeres geöffnet.

Das Ergebnis dieser Vergleiche ist, dass die N. Antillen (wohl auch die S. Antillen), die Alaskiden und alle Inselkränze bis zu den Philippinen, auch die Oceaniden, ferner in Asien auch der abgewendete burmanische Bogen eine ähnliche Gliederung besitzen, und dass dieselbe Gliederung in den zum grossen Theile innerhalb des Festlandes liegenden südlichen Randbogen, wenn auch in minder scharfer Ausprägung, kennbar ist.

Auffallend bleibt die Wiederkehr des Bogens thätiger Vulcane stets innerhalb der Zone der Vorfaltung.

Analyse einzelner Querprofile. Ausfüllung der Tiefe, allgemeine Abtragung und das Vortreten des Gebirges arbeiten

auf dem Festlande gemeinschaftlich an der Verhüllung der Vortiefen, aber man erkennt doch, dass, sei es eine lange äussere Zone mächtiger jüngerer Sedimente, wie der Flysch, oder ein breites Thal, wie der Ganges oder der Guadalquivir, sich gerade an der Grenze gegen das Vorland einzustellen pflegt. Öfter freilich fehlt jede Spur und man sieht nicht, ob nie eine Vortiefe vorhanden war, oder ob das Gebirge über ihre ganze Breite hinweggeschritten ist.

Obwohl den Alpiden als posthumer Rahmenfaltung eine Ausnahmsstellung zukommt, ist doch gerade hier die Sachlage so genau bekannt, dass hier ein erstes Beispiel gewählt werden möge.

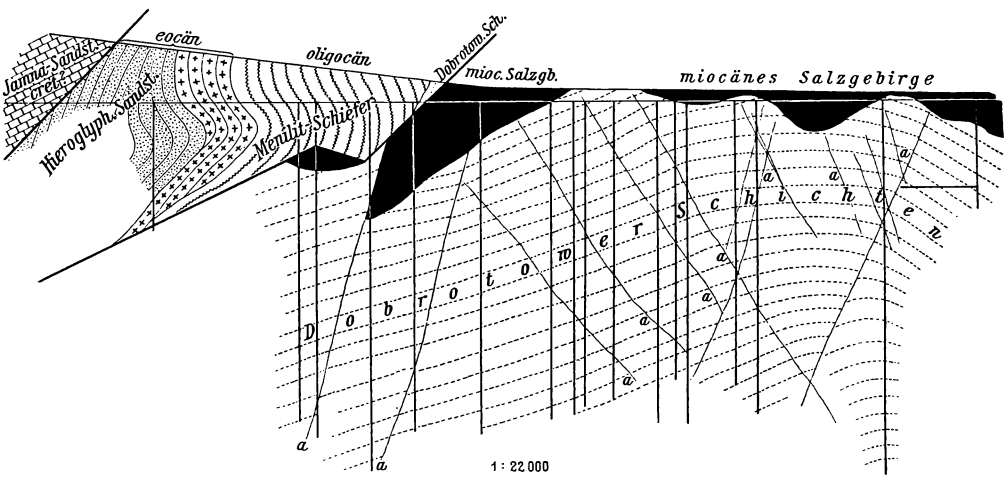



Fig. 37. Tiefbohrungen bei Boryslaw (nach Grzybowski und Miacyński). *a*, *a* Ozokeritführende Klüfte.

Vor den Alpen liegen zwei sedimentäre Zonen von wechselnder, zum Theile beträchtlicher Mächtigkeit, nämlich der Flysch und die mediterrane Molasse, unter welcher im Osten die mächtigen oberoligocänen Dobrotower Schichten folgen.

Bei Boryslaw (III, *b*, 234), wo zahlreiche, zum Theile über 1000 M. tiefe Bohrungen auf Erdwachs den Bau des Landes klarlegen, ist der äussere Rand der Flyschgesteine in wiederholten Schuppen über das mediterrane Salzgebirge und die Dobrotower Schichten geschoben. Die beiden letzteren neigen sich glatt unter die Karpathen. Dabei werden die Dobrotower Schichten durch den allgemeinen aus Süd kommenden Druck zu einer Anticlinale aufgewölbt.

Das ist vielleicht weiter im Westen der Ursprung der zerdrückten Anticlinalen im Salzgebirge von Bochnia und Wie-

liczka. Noch weiter im Westen, gegen Ostrau und Weisskirchen, liegt der Flysch (subbieskidische und bieskidische Zone) auf dem Carbon des variscischen Vorlandes. Auch noch weiter im Süden, wo der dem Vorlande aufgelagerte Jura von Nikolsburg unter dem äussersten Saume des Flysch sich entblösst (autochthone Klippen Uhlig's), mag die Sachlage ähnlich sein. Dann verschärft sich in Nieder-Oesterreich der Gegensatz zwischen der böhmischen Masse und den Alpen; sie bleiben durch eine schmale, aber wohl begrenzte mediterrane Zone getrennt. Noch

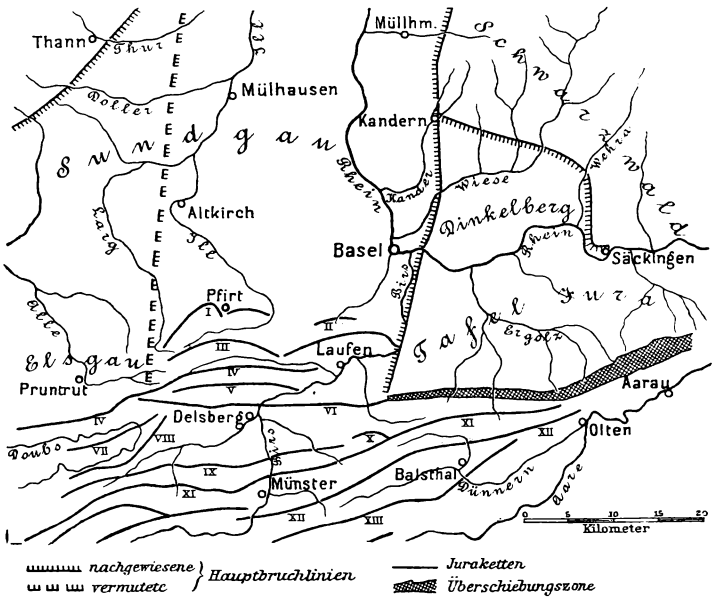



Fig. 38. Das Rheinthal bei Basel (nach Steinmann).

I Bürgerwald-Kette, II Flühen-, III Blauenberg-, IV Bueberg-, V Movelier-, VI Mt. Terrible-, VII Clos du Doubs-, VIII Claquerelle-, IX Mont-, X Rothmatte-, XI Raimeux-, XII Hauenstein-, XIII Weissenstein-, XIV Chasseral-, XV St. Verena-Kette.

weiter gegen West liegt die Stelle in Ober-Oesterreich, von der gesagt worden ist, dass 17 Kilom. vom sichtbaren Rande der böhmischen Masse und 26 Kilom. vom Rande der Alpen unter 1037 M. mitteltertiärer Sedimente der böhmische Gneiss erbohrt worden ist, ohne dass alpine Spuren getroffen wurden. In Baiern entfernt sich der Rand des Vorlandes, der von Regensburg an durch den Donaubruch (Flexur) bezeichnet ist, von den Alpen und die bayerische Molasse wurde mit 6—700 M. nicht durchbohrt.

Vom Schwarzwalde an treten andere Verhältnisse ein. Das Juragebirge, obwohl am Vorlande gestaut, haftet an diesem. Der

Rheingraben bildet eine Lücke und, wie Wellen in eine Bucht, dringen einzelne Bogen in den Graben ein.

Fig. 38 nach einer ersten schematischen Skizze von Steinmann und Fig. 39 nach Huene zeigen diesen Umstand. Bei Kandern lässt ein Bruch den Dinkelberg absinken, welchen der Tafeljura fortsetzt. Das ist Vorland. Es verschwindet südwärts unter der M. Terrible-Kette und unter den weiter gegen O. folgenden gewaltsamen Ueberschiebungen. Im SW. Theile des Tafeljura bildet sich im Absinken ein Bruchfeld aus, in das nicht nur S. von Liestal (L. Fig. 39) die Spur eines Jura-Bogens eingreift, sondern noch N. von diesem Orte der Rest eines solchen Bogens

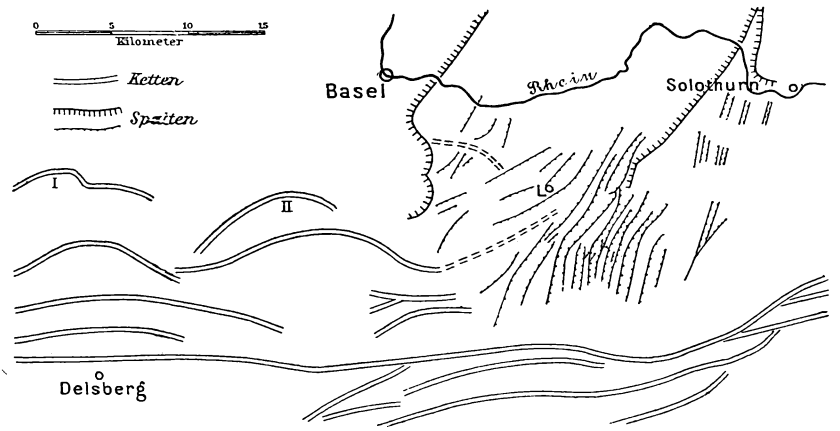



Fig. 39. Bruchfeld im Tafel-Jura (nach v. Huene).
I Bürgerwald-, II Flühen-Kette.

bemerkt wird, dessen Fortsetzung im Rheingraben unbekannt ist. Bürgerwald und Flühenkette sind die vordersten der in den Graben eintretenden Bogen; andere folgen ihnen. Bei Liestal scheint es, als sei während des Vortretens der Bogen ein erneutes Nachsinken eingetreten.[29]

Diese engere Verbindung mit dem Vorlande hält an und im östlichen Central-Plateau findet sogar nach Mich. Lévy eine Einwirkung vom Gebirge her auf das Vorland statt.

Die scharfe Nordgrenze der Alpen verschwindet nicht.

Sie folgt dem Südrande der Molasse bis zum Genfer-See und wenn hier zur Zeit der Molasse eine Vortiefe oder die Anlage zu einer solchen vorhanden war, lag sie mitten in helvetischem Gebiete, zwischen Alpen und Jura, dabei eine entfernte Aehnlichkeit mit der Caiman-Tiefe W. Indien's erlangend.

Weitere Beispiele ergeben sich aus den vorausgehenden Abschnitten. Man kennt auch solche, in denen das überwältigte Vorland innerhalb des Faltungsgebirges wieder zum Tage emporgetragen wird.

In der caledonischen Störungszone hatte Nicol bereits im J. 1844 erkannt, dass eine Schichtfolge, die auf dem westlichen (Vorland-) Gneiss ruht, im Osten wieder unter Gneiss hinabtaucht; im J. 1860 konnte derselbe mit Bestimmtheit aussprechen, dass dieser östliche Gneiss über diese Schichtfolge an einer Dislocation heraufgetragen worden sei und Nicol ist hiedurch einer der ersten Verkünder der neueren tektonischen Ansichten geworden. Die fortgesetzten Arbeiten der britischen Landesaufnahme, namentlich jene von Peach und Horne, so wie die Untersuchungen der altkrystallinischen Felsarten durch Teall haben seither einen tiefen Einblick in das Gefüge eröffnet. In der That ist der Gneiss von Osten her in bis 1500 Fuss mächtigen Schollen über die vorcambrische und cambrische Schichtfolge getragen worden, welche im Vorlande diesem Gneiss autochthon aufgelagert ist.[30]

Aehnliche Vorgänge mögen in den Gneissmassen der M. Blanc-Zone den variscischen Unterbau zu Tage gefördert haben.

Noch vor einigen Jahrzehnten begegnete allerdings die Meinung von dem weiten Vortreten der Karpathen über verschiedenartiges Vorland schweren Zweifeln. Bald ergab sich, dass, was damals über den einseitig gegen Nord bewegten Bau der Alpen gesagt worden war, nur ein geringer Bruchtheil dessen sei, was die Natur bietet. Was das Auge sah, wurde für physisch unmöglich erklärt. Heute kennt man durch die lange Kette der Alpiden, vom Fenster am Paring bis Cap de la Nao am Ende der betischen Cordillere Verfrachtungen ganzer Gebirgstheile im grössten Maassstabe und das Fenster der Hohen Tatra wiederholt sich z. B. an den Trois Seigneurs in den Pyrenäen.

Die Frage kann gestellt werden, ob diese unerwarteten Phänomene in ursachlicher Verbindung stehen mit der ausnahmsweisen Stellung dieser Gebirge innerhalb der Rahmen der Altaiden und mit der Einschränkung aller orogenetischen Thätigkeit auf diesen umgrenzten Theil des Meridian's. Antwort kann nur die Vergleichung geben. Zu dieser sollen drei Typen von verschiedenem Alter gewählt werden, und zwar die Zone von

Eriboll aus den Caledoniden, das Kohlenrevier Belgien's aus dem variscischen Baue, aus dessen Vergleich mit jüngeren Gebirgen M. Bertrand bereits vor Jahren so lehrreiche Vergleiche zog, endlich Theile der Alpen.

An früherer Stelle wurden die eigenartigen und mächtigen Bewegungen erwähnt, welche durch Einengung von Wasser (II, 436) oder Eis (II, 437, Fig. 36 und 453, Fig. 37) hervorgerufen werden. Der Strom sinkt zur Tiefe, kolkt mit ausserordentlicher Gewalt den Boden aus, trägt schwere Blöcke nach aufwärts und breitet sie im Bogen aus. Das Inlandeis, zwischen Nunatak's herbeikommend, beschleunigt seine Geschwindigkeit, trägt aus der Tiefe die Grundmoräne herauf und breitet sie im Bogen über vorliegendes Eis. Dieses letztere vertritt die Stelle von Vorland und Fig. 36 zeigt sogar S. von Nasausak zwei Bogen hinter einander.

So abweichend diese Beispiele von den Gebirgsbewegungen sein mögen, lehren sie doch das Auftreten sehr bedeutender Bewegungen gegen aufwärts und ihr Streben, an der Oberfläche sich als regelmässige Bogenstücke zu verzeichnen.

Am deutlichsten lassen sich in den Alpen drei Horizonte der Bewegungen unterscheiden. Die ersten sind die höchsten, zugleich der Abtragung am meisten unterliegenden Bewegungen. Aus der Tiefe kommen die Decken auf einer flach ansteigenden Sohle herauf, übersteigen dann nicht immer, aber oft ein sattelförmiges Joch, über demselben eine Kuppel (Lugeon's „carapace") bildend, und gelangen jenseits des Joches auf eine fallende Sohle. Auf der letzteren Strecke mag die Schwerkraft beschleunigend und zerrend wirken, und mag die Erscheinung in Wirksamkeit treten, die Reyer vor Jahren als Gleitfaltung bezeichnete. Jenseits der fallenden Sohle löst sich die Decke entweder in einfache oder in hoch aufgebäumte Deckschollen auf, oder es mag geschehen, dass die Bewegung der Decke an der Sohle stockt, während der höhere Theil ihrer Schichtfolge sich fortbewegt, etwa so wie in einem Lavastrom die Schlacken der Oberfläche sich rascher bewegen, an der Stirn durch Rotation unter den Strom gerathen, und auf der Sohle unter dem Strome ein Pflaster bilden. Das ist die Drehfalte. Zuweilen liegen diese Enden der Decke in Pfannen, von denen einzelne ausgeschürft, andere nur durch die Belastung erzeugt sein mögen.

Das Joch kann ein fremder Körper oder die Häufung früherer Decken sein. Zu unterscheiden ist spätere Auffaltung.

Noch tiefer liegen sehr ausgebreitete Sohlen, auf denen die mächtigsten Bewegungen, z. B. der Dinariden gegen die Alpen sich vollziehen, und von denen vorläufig nur gesagt werden soll, dass sie in keinerlei Weise eine Entstehung aus Falten erkennen lassen.

*a*) Die Zone von Eriboll (II, 100; III *a*, 496). Von hier sind, wie bereits erwähnt wurde, durch Nicol, Lapworth, Hicks und Callaway Beobachtungen über grosse Ueberschiebungen bekannt geworden, und die Landesaufnahme hat durch Peach, Horne und ihre Mitarbeiter einen jener musterhaften Berichte geliefert, von denen gesagt werden darf, dass sie das Gebirge durchsichtig machen.[31] Das Streichen ist NNO.; die Bewegung kommt aus OSO.; aus dieser Richtung kommen auch die steigenden Sohlen. Ein Theil der Bewegungsflächen ist aus überstürzten Falten entstanden; andere Flächen, welche Schuppenstructur bilden, sind nicht aus Faltung hervorgegangen und ihr Neigungswinkel ist verschieden von jenem der grösseren Verfrachtungs-Ebenen (major thrusts). Diese letzteren schwanken ein wenig im Streichen und Neigungswinkel; der letztere ist in der Regel flach. Jede Verfrachtungs-Ebene kann von einer nachfolgenden überschritten werden. Auf ihnen können die östlichen Gesteine über alle anderen Störungen hinweg, gegen W. bis auf das Vorland getragen werden. Sogar der Gneiss des Ostens kann bis auf die flach gelagerten cambrischen Schichten des Westens gelangen. An der Stirn vorschreitender Decken wird durch die Reibung an der Sohle die Neigung erweckt, die Stirn von oben her zu überfalten und den höheren Theil in verkehrter Ordnung unter die Decke selbst, z. B. unter Gneiss, sich einzuschalten. Dann wird das Bild jenem einer liegenden Falte ähnlich, wie am Ben More (Fig. 40).

Am äussersten westlichen Rande treten überschlagene Falten oder Schuppenstructur auf, aber auch abgetrennte Schollen, umgrenzt von einer kreisförmigen Dislocation. Dieses ist die Pfanne, und es treten wohl auch (z. B. Loch Lamarscaig, p. 593, Fig. 66) mehrere Pfannen hintereinander auf.

Endlich mag aus dem vielen Lehrreichen noch erwähnt sein, dass im Norden, W. vom Loch Eriboll, an mächtigen Verwer-

fungen Stücke des Vorlandes sammt auflastenden Stücken des überschobenen Randes zur Tiefe gehen. Diese Verwerfungen sind zum Theile streichend, zum Theile quer (? Blätter) und bei einer der letzteren tritt horizontale Verschiebung um 8 Kilom. ein. Die grabenförmige Senkung ist Durness Basin.[32]

In der Zone von Eriboll sind daher mehrere steigende Sohlen vorhanden; sie haben als „major thrusts" besondere Namen erhalten, wie Moine thrust, Glencoul thrust u. A. Das Joch ist öfter in Profilen durch eine gewölbte punktierte Linie angedeutet. Von fallenden Sohlen wird nicht viel erwähnt, im Westen jedoch liegen typische Pfannen mit Deckschollen.

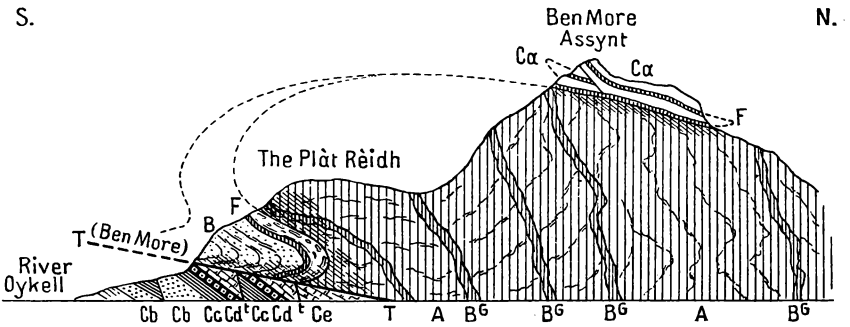



Fig. 40. Drehfalte des Ben More (Assynt); nach Peach und Horne.

*A* = alter Gneiss; *BG* = Basaltgänge im Gneiss; *B* = Torridon-Sandstein (vorcambrisch); *C* = cambrisch (*Ca* = basaler Quarzit; *Cb* = Pipe-rock; *Cc* = Fucoiden-Lagen; *Cd* = Serpuliten-Sandstein; *Ce* = Kalkstein); *F* = Intrusiv-Gestein; *T* = Ben More-Schubfläche; *t* = kleinere Schubflächen.

*b*) Das Belgische Kohlenrevier (I, 185; II, 110). Der Faille du Midi kömmt hier eine ähnliche Rolle zu, wie etwa der Moine thrust in Schottland, ja, die Bewegungen scheinen hier in noch höherem Grade auf dieser Fläche vereinigt zu sein. Sie trägt auf steigender Sohle von Süden her Silur und Devon über das Kohlengebirge und sie ist auf beiden Seiten der Schaarung von Valenciennes vorhanden.

Im Westen, bei Lens (Pas de Calais), steigt sie nach Barrois unter 25° an; das unter ihr liegende flötzführende Gebirge ist zu einer gegen S. geneigten Mulde zusammengedrückt. Ein eingeklemmtes Stück in verkehrter Lagerung ist am Rande der Faille du Midi sichtbar; „Lambeaux de poussée" hat Gosselet solche Stücke genannt.[33]

In dem Scheitel der Schaarung gehen nach Chapuy's Darstellung trotz aller Störungen die gleichen Flötze aus dem

variscischen in das armoricanische Gebiet über.[34] Hier hat Marc. Bertrand das Profil entworfen, welches ihm zum Ausgangspunkte jenes Vergleiches mit den provençalischen Falten und den Alpen diente, der einen grossen Einfluss auf die Auffassung des Baues der Alpen ausgeübt hat. Wir wollen zuerst der damaligen Terminologie folgen.

*FF* (Fig. 41) ist die Faille du Midi; *sil.* und *d*, darauf liegend, ist das „Massif charrié"; was davor liegt, ist hier von noch einer Störung *F* durchschnitten, so dass zwei Theile (lambeau de poussée und lâme de charriage) entstehen und vor ihnen, ausserhalb der Hauptstörung, liegt noch eine schmale Grenzzone (retroussé). Alle diese Theile lasten auf der Hauptflötzmulde (*ca* und *h*); M. Bertrand vermuthete, dass sie durch

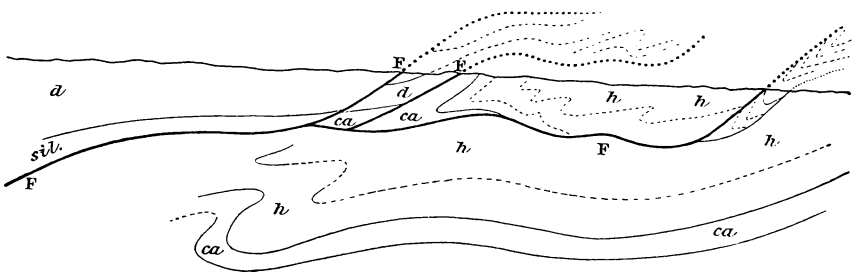



Fig. 41. Lagerung des Flötzgebirges bei Denain und Anzin (nach Marc. Bertrand). *sil* = Silur; *d* = Devon; *ca* = Kohlenkalk; *h* = Flötzführende Serie; *F* = Dislocationsflächen.

ihr eigenes Gewicht nachgesunken seien.[35] Cornet und Briart haben schon früher, im J. 1877, den Versuch gemacht, diese sonderbaren Vorkommnisse zu erklären. Es sei grosse Ueberfaltung eingetreten, dann Absinken an der Nordseite und erst später die Aufschiebung auf der Faille du Midi (I, 186, Fig. 17). Besonderes Gewicht wurde auf die verkehrte Lagerung jenes Theiles gelegt, welchen Gosselet den lambeau de poussée genannt hatte. Gosselet selbst hatte Senkung im Norden als die Ursache der mächtigen Vorfaltung bezeichnet. Später, im J. 1894, ist Briart in einer neuen Darstellung den Auffassungen Bertrand's näher getreten. Der Lambeau de poussée von Fontaine l'Evêque, welcher 11 Kilom. lang und 3 Kilom. breit ist, wurde als eine Folge von Deckschollen aufgefasst, die sich überlagern.[36]

In diesem Profil erkennt man schon viel deutlicher, dass die Faille de la Tombe, welche unmittelbar vor dem Rande der

steigenden Sohle (F. du Midi) liegt, als die Pfanne anzusehen ist. Ihre Füllung besteht nach dieser Darstellung aus den drei keilförmigen Stücken I, II und III. Werden diese als eine Einheit angesehen, so bilden sie eine verkehrte Reihenfolge, von $d_2$ bis $h_2$ reichend. Dieses ist dieselbe Umkehrung, welche im J. 1877 die Aufmerksamkeit Cornet's und Briart's fesselte und sie zur Annahme einer Senkung führte.

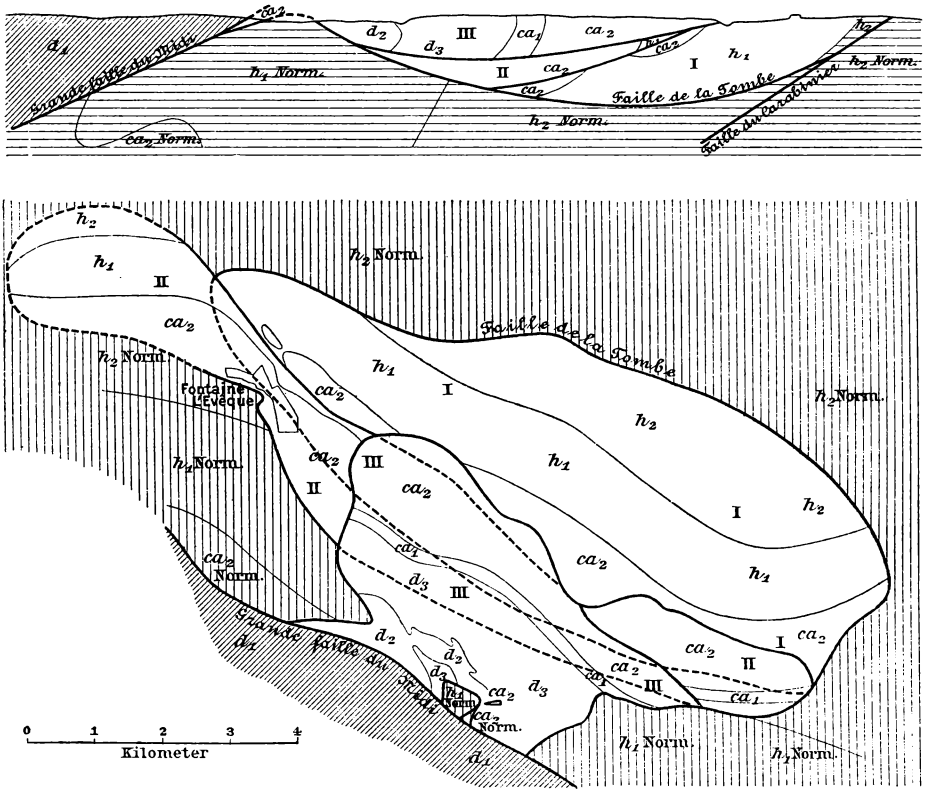



Fig. 42 und 43. Deckschollen von Fontaine l'Evêque (nach Briart).
$d_1$, $d_2$, $d_3$ = Devon; $ca_1$, $ca_2$ = Kohlenkalk; $h_1$, $h_2$ = flötzführende Serie; $h_1$ Norm. und $h_2$ Norm. = flötzführende Serie unter den Deckschollen. Die punktierten Linien als Hypothese in Briart's Figur eingefügt.

Nach einer Reihe fortgesetzter Studien, unter denen jene von Dorlodot zu erwähnen sind, ist endlich Brien zu der Auffassung gelangt, dass in der That die von der Faille de la Tombe umfasste Schichtfolge I + II + III eine Einheit und in ihrer Gesammtheit eine überstürzte Falte sei.[37]

Hiemit sind wir an der Auffassung des Ben More durch die schottischen Forscher, d. i. an der Drehfalte angelangt. Die Bewegung auf der steigenden Sohle hat gestockt. Die oberen Schichten $h_2$ und $h_1$ der mächtigen Decke

haben die Bewegung fortgesetzt und sind über den nördlichen Rand der Decke gefaltet worden. Das $h$ in der Pfanne ist nicht ein Theil des unterliegenden, als normal bezeichneten $h_1$, sondern ist hoch über der Faille du Midi weit aus dem Süden herbeigetragen.

Die umfassenden Arbeiten Fourmarier's haben im Osten zwischen Lüttich und Verviers das folgende ziemlich unerwartete Ergebnis geliefert.[38]

Von SO. her trifft man zuerst die Synclinale der Eifel, hierauf die breite Anticlinale der Ardennen, aus deren nördlichem Theile der vordevonische Gebirgskern von Stavelot (Hohe Venn) hervortritt. Ihm folgt die Synclinale von Dinant und ihre NO.-Fortsetzung an der Vesdre, dann das Kohlenbecken von Herve und die NO.-Fortsetzung der flötzreichen Mulde von Namur. Das ganze Gebirge folgt der allgemeinen variscischen Bewegung, die hier gegen NW. gerichtet ist. Die Faille du Midi ist zersplittert.

Bei Theux (NW. von Spa) erscheint, eingreifend unter die cambrischen und unterdevonischen Gesteine des überschobenen Nordrandes von Stavelot, das fremdartige Massif de Theux. Seine Schichtfolge reicht bis in die Flötze $h_2$. Man hielt es für versenkt; nach Fourmarier ist es ein Fenster, und zwar nicht der benachbarten Mulde von Dinant, sondern der im Norden gelegenen Mulde von Namur. Die südliche Mulde (Dinant) ist um 15 bis 20 Kilom. vorwärts getragen. Das Kohlenbecken von Herve gehört ihr an und liegt als Deckscholle auf der nördlichen Mulde (Namur). Diese nördliche Mulde (Namur) erscheint bei Theux als Fenster unter der südlichen (Dinant).

Versuchen wir die hier gebrauchten Ausdrücke von S. gegen N. auf Fourmarier's Auffassung anzuwenden.

Die an der Masse von Stavelot hervortretenden Ausläufer der Faille du Midi sind die Vertreter der steigenden Sohle. Die heute abgetragene Kuppel über dem Joch lag hoch über dem Fenster von Theux und verband einst über Theux hinweg die Mulde von Namur mit den Flötzen von Herve. Auf diesem Wege ergibt sich ein neues tektonisches Bild, das Fenster am Joch.

Wenden wir uns nun den tieferen Bewegungen zu.

Im J. 1894 zeigte L. Cremer, dass das westphälische Kohlengebirge von schrägen Wechselflächen durchschnitten ist, welche

einen wechselnden Neigungswinkel von durchschnittlich 15° besitzen und an denen die Theile eines Flötzes bis zu 700, in einem Falle wahrscheinlich weit über 1000 M. voneinander entfernt wurden. Solche Wechselflächen lassen sich im Streichen bis 28 Kilom. weit verfolgen. Sie wurden mit den Flötzen gefaltet und sind daher älter als diese Faltung, und nicht die Folgeerscheinung dieser Faltung.[39]

Die Breite der Hauptflötzmulde Belgien's ($h_2$ Norm. auf Fig. 42 und 43) schwankt zu Tage im Hennegau zwischen 8 und 15 Kilom. Fig. 44 ist das vereinfachte Profil einer Strecke. Schräge Flächen, alle gegen S. geneigt und alle gegen oben leicht concav, durchschneiden das flötzreiche Gebirge. Gegen Süd sind sie flacher, gegen Nord steiler und jede einzelne ist gegen den Tag zu steiler. So ist es die Regel bis in's Pas de

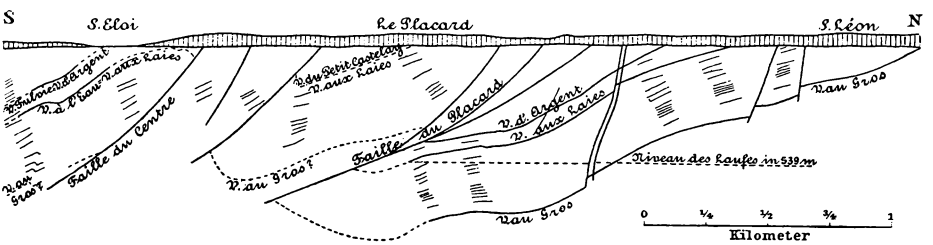



Fig. 44. Profil von den Schächten S. Eloi bis S. Léon (nach Briart; unter Weglassung vieler Einzelheiten).

Calais. Die Faille du Placard spaltet sich und jeder Zweig folgt dem gleichen Gesetze.[40] Smeysters hat eine mannigfaltige Reihe solcher Profile veröffentlicht.[41] Auf diesen Flächen ist so gut wie ausnahmslos der südliche auf den nördlichen Theil hinaufgeschoben. So ist z. B. im Revier Boubier (Charleroi) eine gegen N. überfaltete Anticlinale von der unter 10° gegen N. ansteigenden Faille du Carabinier schräge durchschnitten und eine ihrer Hälften ist um mindestens 1000 M. aufwärts getragen worden. Auf der F. d'Ormont beträgt der Anstieg über 2000 M.[42] Die Faltung ist daher in den Beispielen aus Westphalen jünger als diese Flächen, hier aber älter.

Die belgische Hauptflötzmulde ist ohne Zweifel in ihrer Gesammtheit eine gegen N. überfaltete Synclinale, denn im Norden wie im Süden ist sie vom Kohlenkalk begrenzt und auf beiden Seiten beginnt sie mit den Liegend-Flötzen. Sie zieht aber im Süden unter die Faille du Midi hinab, und stellt man sich diese

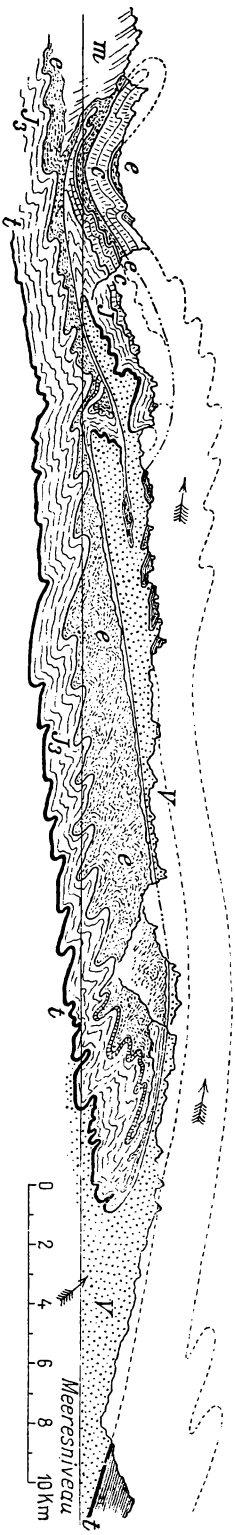



Fig. 45. Glarner Deckfalten (nach Alb. Heim).
*m* = tert. Nagelfluh; *e* = alttert. Flysch; *c* = Kreide; *J* = Jura; *t* = helvet. Trias (Röthi Dolomit); *V* = Verrucano.

concaven Bewegungsflächen in der gleichen Richtung verlängert vor, so theilt sich die ganze Flötzmulde in eine Anzahl concaver Keile, die schräge übereinander liegen und in selbständigen Bewegungen gegen oben und Nord mehr oder minder gegeneinander verschoben sind. Diese Bewegung der Keile verräth ihr Bestreben, dem von der Faille du Midi her ausgeübten gewaltigen Drucke zu entweichen. Dieser Druck äussert sich noch heute in Erschütterungen. Die Erdbeben vom 23. Februar 1828, vom November 1881 und 2. September 1896 sind von der F. du Midi ausgegangen und Smeysters nennt sie daher „seismes de chevauchement"; es ist die Wiederholung des Kangra-Bebens auf den Ueberschiebungsflächen der Sewalik-Berge.

Bewegungsflächen, wie die Failles du Carabinier, du Placard und die anderen auf Fig. 44 sichtbaren, sind demnach keine Verwerfungen; sie sind auch nicht aus Faltung hervorgegangen, sondern sind Bewegungsflächen eigener Art. Wir nennen sie listrische Flächen (*λίστρον*, die Schaufel).

Die Alpen. Das Profil des Simplon (III, *b*, 137; Fig. 17) zeigt weite, gegen oben convexe, punktierte Bogenlinien. Aehnliches sieht man über dem Profil der Glarner Faltung (Fig. 45)[43] und über jedem der Gesammtprofile der Schweizer Alpen, welche im Laufe der letzten Jahre zur Versinnlichung der Schardt-Lugeon'schen Ansichten über die alpinen Decken entworfen worden sind. Das will sagen, dass es steigende und fallende Sohlen gibt, und dass breite, die heutigen Alpen überragende Jöcher vorhanden waren, welche zerstört worden sind, und dass die gesammten helvetischen Alpen vom Genfer-

See bis zum Rhätikon umgeben sind von Resten lepontinischer Kuppeln. So wurde dieses Stück der helvetischen Alpen gleichsam zu einem Fenster in lepontinischer Umrahmung (III, *b*, 172) und, wenn man will, zu einem grossen Fenster im Joch.

Die Dent Blanche ist ein Stück auf steigender Sohle; sie stammt wahrscheinlich vom dinarischen Rande und hier liegt lepontinisches auf lepontinischem Gesteine. Die lepontinischen Deckschollen in der Nähe des nördlichen Flyschrandes sind auf fallender Sohle dahin gelangt, und zwar über Gegenden, auf denen noch später die Hochketten (Wildstrubel u. A.) aufgefaltet worden sind.

Die Sohle stellt sich aber gerade in diesen Fällen weniger als eine scharfe Dislocations-Ebene dar; sie erscheint vielmehr als eine Summe solcher Ebenen zwischen den äusserst gestreckten Mittelschenkeln gezerrter Falten. Diese Streckung muss dort ziemlich langsam vor sich gegangen sein, wo unter der Streckung sich Marmorisierung der Kalkbänke vollzogen hat, da Lösung und Krystallisation nicht als Begleiter einer Katastrophe denkbar sind.[44]

Durch diese Umstände erleiden aber die aus der weiten Verfrachtung von Deckschollen gezogenen Schlüsse manche Abänderung. Die Annahme ist kaum zurückzuweisen, dass auf der nördlichen, fallenden Strecke ein wenn auch geringer Grad von anhaltender Gleitung eingetreten ist, so dass hier die alte Meinung Reyer's mit zur Geltung gelangt.[45]

Die gekrümmten Falten des M. Joly (III, *b*, 131, Fig. 16) zeigen, wie aus ziemlich steiler Strictur horizontale Anticlinalen und Synclinalen hervorgehen. Man möchte meinen, es sei ein viel mächtigerer Gebirgstheil darüber hingegangen und habe diese Falten gleichsam mitgenommen. Die Enden der Tauchdecken oder gedrehten Falten sind aber schwerer zu verstehen.

Jaccard's Schilderungen der Hornfluh mögen als Beispiel dienen.[46]

Wir befinden uns zwischen dem Thuner-See und dem Genfer-See, SW. von Saanen. Flysch und Oberkreide bilden den Untergrund. Die fremde, auflagernde Schichtfolge bildet hier nicht eigentliche Schollen, sondern in der Hauptsache zwei $8\,^1/_2$ und 7 Kilom. lange linsenförmige Körper, Gummfluh (2461 M.) und Rubli (2288 M.), welche der Serie von Lugeon's Breccien-Decke

(III, *b*, 171) angehören. Diese Körper zerfallen dem Streichen nach in 3, 4 oder 5 mehr oder minder durch Flysch getrennte Streifen, welche eben so viele einander überholende Drehfalten sind. Diese Drehfalten oder Enden von Tauchdecken sind von SO. gegen NW. in den Flysch eingesenkt.[47]

Die vollständige Drehfalte beginnt auf der südlichen Seite mit Unter-Trias, dieser folgt die ganze Serie bis zu dem in steilen Felsen aufragenden Malm. Die Schichtfolge umgibt im Bogen den ältesten Kern von Unter-Trias. Es ist der Bau von Ben More und von Fontaine-l'Evêque, doch wiederholt sich hier, wie gesagt, die Erscheinung fünfmal hintereinander. Jedesmal musste die ganze Schichtfolge sich zur Tiefe gebeugt haben, dann musste

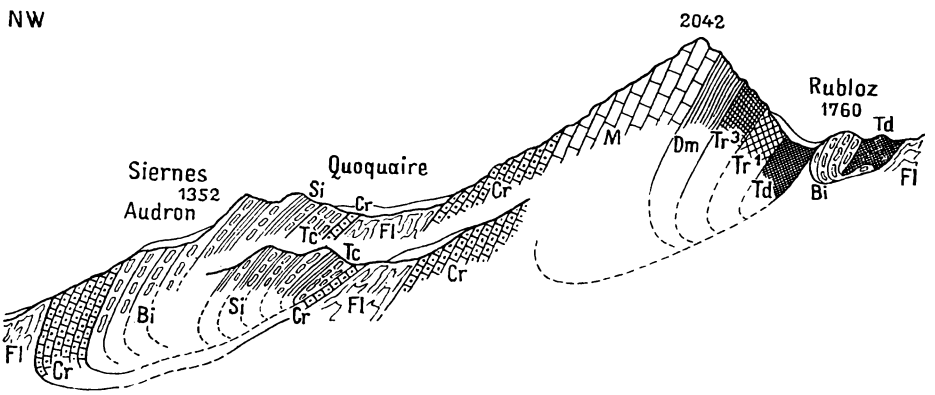


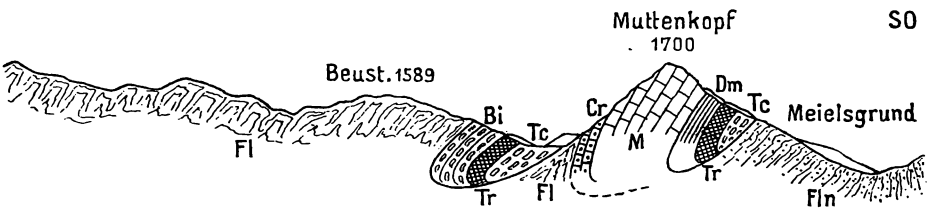

Fig. 46. Profil durch einen Theil der Frei-
*T* = Trias (*Tc* = Rauchwacke, *Td* = Kalkstein); *Si* = untere Schiefer und Kalke; *Bi* = untere

die Decke vorgerückt sein und sich wieder eine Drehfalte abgelöst haben, immer unter rascherer Bewegung ihres oberen Theiles. Dieser Vorgang ist nur denkbar durch die Beschaffenheit des Flysch. Man möchte vermuthen, dass er an sich die Decke nicht zu tragen im Stande war, die, vorrückend, immer auf der vorhergehenden, bereits versenkten Drehscholle eine haltbare Unterlage fand. Darum liegen die versenkten Stücke so knapp hintereinander und sinkt auch ausnahmsweise eine derselben fast in die vorhergegangene ein.

Ausserdem kommen Lappen von Kreide vor, die nach Jaccard's Angabe der Schichtfolge der Drehfalten nicht angehören, diese mehr oder weniger umhüllen und mit ihnen in den Flysch versenkt sind.

Im Osten, N. vom Walensee, steht dem vordringenden

Rande der Alpen ein mächtiges Conglomerat, die Nagelfluh der Molasse, entgegen. Es ist gegen S. geneigt. Durch Arn. Heim und E. Blumer kennt man die Art der Berührung.[48] Die starre Nagelfluh ist in der Zone der Berührung von Vertiefungen, möglicher Weise Erosionen, unterbrochen. Der Flysch ist in diese Lücken wie eine plastische Masse hineingedrückt und die mächtige herankommende Decke von Kreidekalk bäumt sich auf, kriecht über dem Flysch nach aufwärts, wird senkrecht und überschlägt sich endlich gegen Innen. Das hat Arn. Heim eine Ueberwurfsklippe genannt. Es ist das Gegentheil der Drehfalte; am Mattstock vollzieht sich die Bewegung von unten gegen aufwärts und liegt das älteste Glied der Schichtfolge gegen aussen




burger Voralpen (Préalpes médianes) nach Jaccard.
Breccie; *Dm* = Dogger mit Mytilus; *M* = Malm; *Cr* = Kreide; *Fln* = Niesen-Flysch; *Fl* = Flysch.

(synclinal, Fig. 47); in dem anderen Falle geht die Bewegung von oben nach abwärts und liegt das voreilende jüngste Glied an der Aussenseite (Fig. 46, anticlinal).

Gerade diese Enden der Decken haben die Aufmerksamkeit neuerdings auf die Verminderung des Erdumfanges hingelenkt, welche sie voraussetzen. In der einzelnen Decke, deren Ende 80 oder mehr Kilom. von der Wurzel entfernt sein mag, kommen zwei Umstände zu berücksichtigen: erstens das vermuthete Gleiten auf der fallenden Sohle, das strenge genommen eine Nebenerscheinung ist und die Länge des zurückgelegten Weges beeinflusst haben kann; zweitens die Streckung der Gesteine, die zwar bei der Schätzung des Weges ohne Bedeutung ist, aber die erforderliche Verkürzung des Erdumfanges auf ein Fünftel, ein Zehntel oder einen noch geringeren Bruchtheil des Weges

herabmindern mag. Die Zahl der einander überlagernden Decken ist es, welche in den Schweizer Alpen weit mehr die Bedeutung des Phänomen's anzeigt; diese entzieht sich aber jeder ziffermässigen Angabe.

Auch bereits in diesen äusseren Hüllen der Alpen ist aber der Einfluss von Belastung unverkennbar. Je höher diese wird, um so mehr scheint der Gegensatz in der Beschaffenheit der Gesteine zurückzutreten und tritt eben dadurch die Vorstellung eines allgemeinen Fliessens in den Vordergrund. Darum konnte Sollas, indem er in seinen Versuchen an Stelle wechselnder, starrer und biegsamer Lagen einen „Gletscher von Pech" verwendete, der Natur um einen Schritt näher kommen und sogar wahre „recumbent folds" d. i. Drehfalten erzeugen.[49]

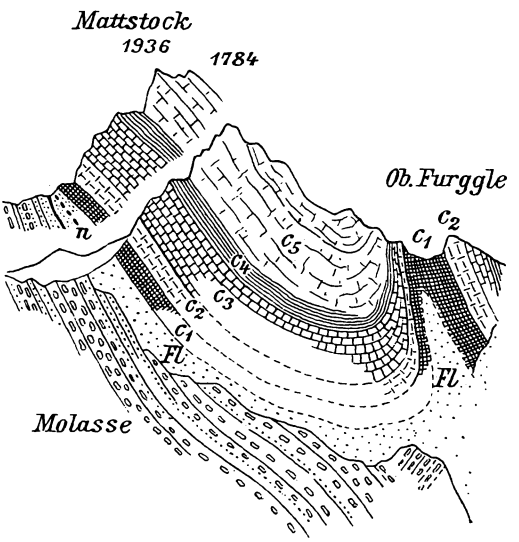



Fig. 47. Der Mattstock zwischen Thun und dem Walensee (nach Arn. Heim).

$c_1 + c_2$ = Valangien; $c_3$ = Kieselkalk; $c_4$ = Drusbergschicht; $c_5$ = Schrattenkalk; $Fl$ = Flysch; $n$ = Nummuliten.

Trotz alledem bleibt der Eindruck zurück, als sei das weite Vortreten der lepontinischen Decken über das helvetische Gebirge nur eine Episode und als sei die nachfolgende Auffaltung der helvetischen Hochketten ein davon sehr selbständiger Vorgang gewesen. Dieser spätere Vorgang hat die lepontinischen Sohlen verändert und die tiefer liegenden grossen Bewegungsflächen sind im Osten leichter zu verfolgen.

In den Ostalpen tritt ungeachtet der vielen offenen Fragen deutlich das gegen Nord gerichtete Vortreten der Dinariden über die ostalpine Decke, dieser über die lepontinische und dieser über die helvetische Decke, zu Tage. Nirgends kennt man bis heute Drehfalten oder andere Einzelnheiten dieser Art. Im Grossen mag jedoch der folgende Vergleich zulässig sein.

Sowie das ältere helvetische Gebirge (wenn auch nachträglich nochmals aufgefaltet) in einem Theile der Schweiz die erste Veranlassung zur Bildung des Joches war, welches die

lepontinischen Decken übersteigen mussten, so ist im Osten ein ausgedehntes lepontinisches Gebirge, die Tauern, zu dem Joche geworden, das die ostalpine Decke überstiegen hat. Das Fenster, aus dem sie hervorblicken, ist nicht nur durch Erosion, sondern vielleicht auch durch Zerreissen der Decke entstanden. Es ist ein Fenster am Joch, wie das kleine Massif de Theux in Belgien und wie ein Theil der helvetischen Alpen innerhalb des Kranzes lepontinischer Spuren.

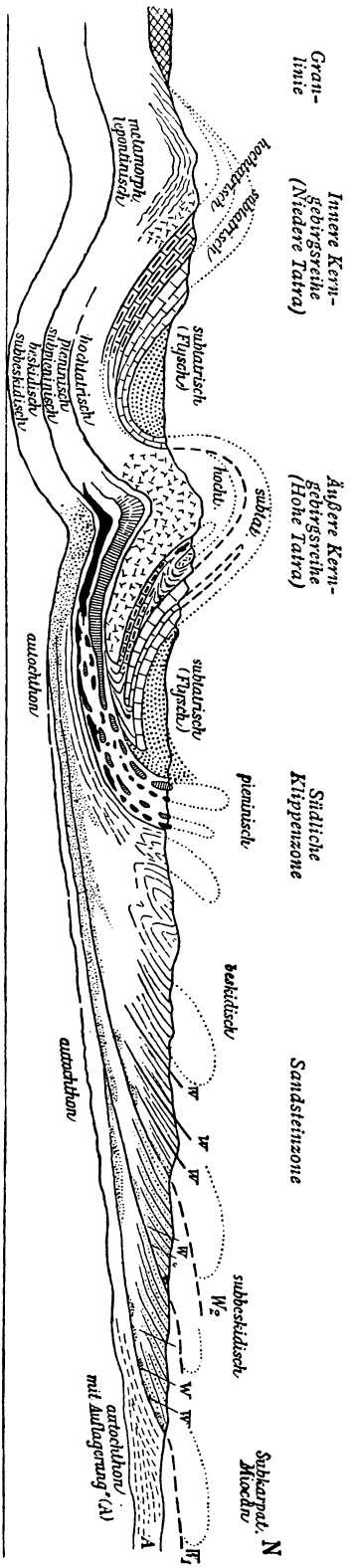
Von der Anticlinale, als deren Kern die Tauern aufgefaltet wurden und welcher so lange als ein Beweis des symmetrischen Baues der Alpen angesehen worden ist, wird jetzt der südliche Flügel zum Rande der steigenden und der nördliche zum Rande der fallenden Sohle der ostalpinen Decke. Die Möglichkeit ist nicht ausgeschlossen, dass auch sie, gleich den Berner Alpen, nachträglich aufgefaltet seien. Die Kalkzone mit ihrer concaven Sohle geräth in die Stellung einer Deckscholle auf einer Pfanne.

Von den Sohlen dieser grossen Bewegungen lässt sich jedoch dermalen kaum mehr sagen, als dass nichts auf einen Ursprung aus Faltung hinweist und dass sie wahrscheinlich wie die major thrusts der Caledoniden und die listrischen Flächen Belgien's unter einem flachen Winkel schräge aufsteigen, ja dass sie schon unter einem sanft ansteigenden Winkel entstanden sind. Dafür scheint wenigstens der Umstand zu sprechen, dass die ostalpine Sohle unter Selvretta und Oetz grosse krystallinische Massen trägt und dass diese gegen N. über der Sohle verloren gehen, so dass an der Flyschgrenze die Decke nicht unter Trias hinabreicht.

Lehrreich sind die Karpathen.

Marc. Bertrand hat zu wiederholten Malen, und namentlich in einem im J. 1894 zu Zürich gehaltenen Vortrage betont, dass gewisse sedimentäre Facies sich in den Hochgebirgen wiederholen. Als solche wurden genannt: die zu Gneiss gewordenen Sedimente, das Carbon, der cretacische und eocäne Flysch, endlich die Molasse. Diese sollten sich in Tiefen gesammelt haben und dann von der Gebirgsbildung ergriffen worden sein. Das Carbon der West-Alpen wurde „un Flysch houillier" genannt.[50]

Ahnungen waren es, die damals ausgesprochen wurden, aber Ahnungen eines Meisters. Viele verstanden sie nicht. Heute ist


Granitlinie
Innere Kerngebirgsreihe (Niedere Tatra)
Äußere Kerngebirgsreihe (Hohe Tatra)
Südliche Klippenzone
Sandsteinzone
Subkarpat. Miocän
N
metamorph
tektonisch
subtatrisch
(Flysch)
hochtatrisch
pieninisch
subbeskidisch
beskidisch
autochthon
mit Auflagerung (A)
W
W
W

Sie steigen erst flach an und werden dann steiler; sie umgrenzen keilförmige Körper, die sich nordwärts gegen einander verschieben mögen und es ist sehr wahrscheinlich, dass der Bogen der Klippen auf ihnen zu Tage gebracht worden ist.

Hiemit mögen diese Vergleiche schliessen. Der Bau der Alpen ist nicht nur in seinem Grundzuge, sondern auch in manchen Einzelheiten in der Zone von Eriboll und in dem belgischen Flötzrevier gleichfalls erkennbar. Der Flysch und das flötzführende Carbon wurden unter sehr verschiedenen Umständen abgelagert, aber in mechanischer Beziehung spielen sie eine ähnliche Rolle.

Diese Analyse führt vorläufig nur zu dem Ergebnisse, dass die einseitige tangentiale Kraft sich hauptsächlich in zwei selbständigen Formen äussert, nämlich als Faltung und als Bewegung einzelner Stücke oder auch grosser Massen auf schrägen, aus der Tiefe ansteigenden Flächen. Die listrischen Flächen liegen in zerdrückten Synclinalen und sind ein Theil davon. Ihre concave Form ist vielleicht nur der Ausdruck der geringeren Belastung des vorderen Theiles. Die Sohlen der major thrusts, der Faille du Midi, der alpinen Decken sowie der Dinariden gehören einer anderen Ordnung der Dinge an. Alle diese Flächen sind ihrem Ursprunge wie ihrer Beschaffenheit nach verschieden von den disjunctiven Flächen.

# Anmerkungen zu Abschnitt XXIII: Analysen.

1 F. v. Richthofen, Sitzungsb. Akad. Berlin, 1900, S. 888—925; 1901, S. 782—808, 1902, S. 944—975, Karte, und 1903, S. 867—918.

2 Maclaren, Rec. Geol. Surv. Ind., 1904, XXXI, p. 179—232, Karte, und 1905, XXXII, p. 150.

3 W. Volz, Zur Geol. v. Sumatra; Koken, Geol. u. Pal. Abh., 1904, neue Folge, VI; 112 SS., Karten; auch Vorl. Bericht im Sitzungsb. Akad. Berlin, 1907, S. 27—140.

4 Ueber die tiefste Vortiefe, jene von Guam (9636 M.), sagt G. Scholl: „Das Charakteristische ist, dass auf die ebenso tiefe wie schmale Rinne, die der O.-Seite der Inseln Guam, Tinian, Saipan u. s. w. in NS.-Richtung angelagert ist, eine Reihe von deutlich markierten Erhebungen oder Rücken in WSW.—ONO.-Richtung folgen (1977, 1260, 1317 M.), als ob zwischen zwei Horsten (Inseln im Westen, die unterseeischen Rücken im Osten) eine mächtige Grabenversenkung vorhanden sei;" Ann. d. Hydrogr., 1906, XXXIV, S. 23—27. — Als einer der ersten hat Lapparent, und zwar bereits im Jahre 1879 die Geologen auf die merkwürdige Vertheilung der großen Tiefen aufmerksam gemacht (Note sur la Disposition gén. des reliefs du globe terr.; Bull. soc. géol., 1879, 3. sér., VII, p. 346—352), aber die wichtigsten Thatsachen sind erst seither bekannt geworden. Supan's Verdienste um ihre Würdigung wurden bereits erwähnt (III, b, 335).

5 Geol. Beob. in d. goldführend. Gebieten Sibirien's; Gebiet des Jenissei; Meister, Blatt K—8; $8^0$ S., Petersb. 1903, 89 pp., Karten. Frühere Angaben liessen vermuthen, dass auch das Kropotkin-Gebirge (III, a, 59) in Rückfaltung stehe; neuerdings sind Zweifel in Betreff dieser Gegend hervorgetreten; ebendas. Gebiet der Lena, A. Guérassimow, Blatt III—6, 1907, 229 pp., Karte; r.

6 Bail. Willis, El. Blackwelder and R. H. Sargent, Research in China; 2 Bde in 3 Thl.; $4^0$, Washingt. 1907; Atlas.

7 Briefliche Mittheilung des Hrn. Ogawa über eine im J. 1903 ausgeführte Reise von Peking nach Dolon-Nor.

8 A. Leclère, Etude géol. et minière des Provinces chinoises vois. du Tonkin; Ann. d. Mines, 1901, 9. sér., XX, p. 287—506; Karten.

9 Kinosuki Inouye, Reise längs des Min Kiang, Prov. Fukien, China; Journ. of Geography, publ. by the Tokyo Geogr. Soc., 1898, X, p. 583—592 u. 637—641; Karte (in jap. Sprache; freundlichst übertragen durch Hrn. Yamasaki).

10 G. Zeil, Contrib. à la Géogr. tecton. du Ht. Tonkin; Ann. de Géogr., 1907, XVI, p. 430—450; Karte.

11 Aug. Tobler, Topogr. u. geol. Beschr. d. Petroleum-Gebiete b. Mocara Enim (S. Sumatra); Tijdschr. Nederl. Aardrijkskund. Genootsch., 1906, S. 199—315, Karten; insbes. S. 261 u. 273.

12 J. P. Tolmatschew, Geol. Forsch. am Kusn. Alatau; Isw. geogr. Ges., 1903, XXXIX, p. 390—436, r.; Bogdanow's Angaben (Verh. russ. min. Ges., 1883, XVIII, S. 149—211) wurden bereits erwähnt.

13 Für Celebes (III, a, 319) bildet neben Wichmann's Arbeiten P. u. F. Sarasin's Entwurf einer geogr. geol. Beschreib. der Insel Celebes; 1901, $4^0$, 344 SS., petr. Anhang v. C. Schmidt, u. Atlas, die wichtigste Quelle. Die Gesteinsfolge ist: Granit, Gneiss, Glimmerschiefer u. A.; ferner krystallinische Kalksteine, Radiolarien-Gestein, etwas Braunkohle, alttertiärer, dann jüngerer Kalkstein u. miocäne Thone. Dazu kommen Glaukophan-Gesteine, Peridotit, Dunit, Diabas, ferner Trachyte u. Leucit-Gesteine, endlich junge Vulcane. Für die Trennung in zwei Virgationen spricht insbesondere Str. N. u. NNO. im äussersten NW. (III a, 321). Dagegen kann die Unterbrechung dieser Cordillere etwa in der Nähe des Aequator's angeführt werden u. Wichmann's Angabe von Str. N. 45° O. südl. von dieser Unterbrechung, etwa in 0° 45′ s. Br. (Tijdschr. Aardr. Genootsch., 1890, 2. ser., VII, p. 987). Dies würde für eine einzige Virgation sprechen mit dem Ausgangspunkte NO. von Minahassa. Kruijt's Karte des Reiches Mori (ebendas. 1900, 2. ser., XVII, Taf. II), gibt am Haupte der Bucht von Tomori (Mori) keinerlei Krümmung der Ketten aus der SO.- zur NO.-Halbinsel, während eine solche aus SO. gegen N. (zum Posso-See) allerdings verzeichnet ist. — Für den Norden: Molengraaff, Zeitschr. f. prakt. Geol., 1902, S. 249—257. — Die Vulcanberge Bowonlangi u. die vulcanische Gruppe des Pic's von Bontaing liegen in der Furche oder dem Graben des Tempe-Thales.

14 N. Wing-Easton, Geol. eines Theiles v. W.-Borneo; $8^0$, Batavia, 1904; 542 SS., Atlas. — Für das transgredirende Cenoman: Krause, Samml. Reichsmus. Leiden, 1902, VII, 1, 28 SS. Die Leitlinien des gefalteten Gebirges in ölführenden Schichten der Bucht Brunei auf Labuan hat K. Schmidt beschrieben; Gerland, Beitr. z. Geophys., 1904, VII, 121—136, Karte.

15 Outlines of the Geol. of Japan; Descr. Text to geol. Map 1 : 1,000.000; Tokyo, 1900, p. 26, 76, 102.

16 Kôtô, Orogr. Sketch of Korea; Journ. Coll. Science, Tokyo, 1903, XIX, 1, 61 pp., Karte; auch Kinos. Inouye, Geol. and Min. Res. of Korea; Mem. Geol. Surv. Japan, 1907, I, 1; 91 pp., Karte. Ein vereinzelter andesitischer Kegelberg innerhalb der Riasküste ist auch bemerkenswerth. E. Sagawa, Kôjô Island, Corea; Bull. Geol. Surv. Jap., 1901, XIV, p. 31—50, Karte (in jap. Sprache; 128° 32′ ö. L.).

17 F. v. Richthofen, Geomorph. Stud. III. Die morph. Stellung v. Formosa u. d. Riukiu-Inseln; Sitzungsb. Akad. Berlin, 1902, S. 944—975, Karte.

18 S. Yoshiwara, Raised Coral Reefs in the Isl. of the Riukiu Curve; Journ. Coll. Science, Tokyo, 1901, XVI, Art. I, 14 pp., Karte; ders. Geol. Stud. of the Riukiu (Loochoo) Curve and its Relation to the N. Part of Formosa; ebendas. Art. II, 67 pp., Karten; R. B. Newton and R. Holland, Fossils from the Isl. of Formosa and Riu-Kiu; ebendas., 1902, XVII, Art. VI, 23 pp.

19 Hr. Ogawa theilt mir mit, dass er am oberen Tenrim, an der W.-Seite der Akaishi Berge Ueberschiebungen von Gneiss über jüngere Gesteine in der Richtung SO., folglich gegen diese Störung (die Fossa magna) getroffen und dass Dr. Suzuki weiter im Süden, bei Aoki ähnliche Ueberschiebungen beobachtet habe.

20 Schiller, Geol. Unters. bei P. del Inca, S. 722, Anm. 2.

21 C. Burckhardt, Traces géol. d'un anc. Continent pacif.; Revist. Mus. La Plata, 1900, X, p. 177—193, Karte; ders. Beitr. z. Kenntn. d. Jura u. Kreideformat. d. Cordill.; Palaeontogr., 1903, L, 144 SS.; insbes. S. 124 u. folg. Steinmann meint, die Vulcane allein hätten zur Bildung des Conglomerates hingereicht; Neu. Jahrb. f. Min., 1902, II, S. 429.

22 Zu dieser Frage auch Duparc, Mrazec et Pearce, Sur l'existence de plus. mouvements orogén. successifs dans l'Oural du Nord; Comptes rend. 9. Mars, 1903, p. 629—631. Die III, a, Taf. XIV, gegebene Darstellung des Kwarkusch und der Bassegi-Kette wird einige

Aenderungen zu erfahren haben; Duparc et Pearce, Rech. géol. et petrogr. sur l'Oural du Nord etc. II, Mém. de la Soc. de phys. et d'hist. nat. de Genève, 1905, XXXIV, p. 557 u. folg.

23 Der Bau von Tibet hellt sich schrittweise auf. O. von Darjeeling neigen sich erst der tertiäre Saum, dann ein Saum von Unter-Gondwána gegen NNW. unter den Gneiss des Hochgebirges, der über 100 Kilom. breit ist u. etwa bis 28° n. Br. reicht. (I, 577.) Am Guicha-La (5007 M.) mitten im Gneiss u. nur 11·7 Kilom. S. vom Gipfel des Kinchinjunga (8579 M.) bieten die Wände des Pandim (6711 M.) im Contact veränderte Sedimente mit Granat, Skapolith u. s. w., durchzogen von Pegmatit-Gängen. Ein in ähnlicher Weise veränderter, muthmaasslich palaeozoischer Crinoiden-Kalk wurde N. von hier, an der Nordgrenze des Gneisses jenseits des Jonsong-La getroffen. So weit Garwood. — Weiter im Osten, am See Cholarno, auch an der Nordgrenze, erwähnt schon Hooker Crinoiden-Kalkstein u. noch weiter im Osten traf Hayden eine in Gneiss versenkte Masse von Trias? (89° 15, ö. L.) Jenseits 28° n. Br. ist ein weites Gebiet z. Th. stark gepresster Sedimente erreicht, das bisher, ausser einem schmalen Streifen von Kreide u. Eocän, nur jurassische Fossilien geliefert hat. Es reicht bis über Lhasa u. nach aller Wahrscheinlichkeit bis an die Kreide des Tengri-Nor. Diese breite mesozoische Zone ist am Brahmaputra S. von Lhasa, dann bei Lhasa selbst u. an einigen anderen Punkten von Granit unterbrochen. Garwood vermuthet, Kanchinjunga u. die grosse Gneiss-Zone sei eine granitische Intrusion aus palaeozoischer oder noch späterer Zeit. E. J. Garwood, Notes an a Map of the Glaciers of Kangchenjunga; Geogr. Journ., 1902, XX, p. 13—24, Karte; ders. Geol. Struct. and phys. Features of Sikhim, in: Dougl. Freshfield, Round Kangchenjunga, 8°, Lond. 1903, p. 275—299 u. 307, Karte. H. H. Hayden, Prelim. Note on the Geol. of the Prov. of Tsang and Ü in Tibet; Rec. Geol. Surv. Ind., 1905, XXXII, p. 160—174, Karte, u. dess. Geol. of the Provinces of Tsang and Ü in Centr. Tibet; Mem. ebendas. 1907, XXXVI, p. 122—201, Karte.

24 Dem NS.-Streichen N. von Smyrna kommt daher nicht die vermuthete Bedeutung zu (III, a, 411); Philippson, Sitzb. Akad. Berlin, 1903, VI, S. 114 u. Zeitschr. Geo. Erdk., Berlin, 1905, S. 421. Cayeux schlug vor, von Kreta eine Leitlinie gegen W. zu führen; ich glaube bei der älteren, auch von Philippson vertretenen Ansicht verharren zu sollen.

25 Bei Skutari beschreibt Cvijic eine secundäre Schaarung; Sitzb. Akad. Wien, 1901, CX, S. 437—478, Karte. Eine abweichende Meinung vertritt F. Baron Nopcsa, Zur Geol. v. N.-Albanien; Jahrb. geol. Reichsanst., 1905, LV, S. 85—152, Karte, insbes. S. 139. Aus den Beobachtungen von Vetters (Anzeig. Akad. Wien, 21. Dec. 1905) ergibt sich, wie verwickelt der Bau dieser Strecke ist.

26 Eine von F. Oswald veröffentlichte tektonische Skizze Armenien's verzeichnet S. vom Wan-See einen gegen SO. gerichteten „taurischen Horst." Dieses ist die leider noch wenig bekannte Einlenkung eines Theiles der Zagros-Ketten; ders. Treatise on the Geol. of Armenia; 8°, Jona, 1906, 516 pp., Karten; insbes. p. 109 u. 270. Hiezu für den Westen die Leitlinien in F. X. Schaffer, Cilicien; Peterm. Mitth., 1903, Ergh. Nr. 141, Taf. I. Seither haben G. W. v. Zahn (Stellung Armenien's im Gebirgsbau v. Vorderasien; Veröff. Inst. f. Meereskunde, 1906, Heft 10, 89 SS., Karten) u. Schaffer (Grundzüge d. geol. Baues v. Türk. Armen.; Peterm. Mitth., 1907, S. 145—153, Karte) abweichende Ansichten veröffentlicht. Ich glaube bis zum Einlangen weiterer Beobachtungen mich auf I, 632—636 u. III, a, 402—405 berufen zu sollen.

27 Kossmat, Palaeoz. Schicht. d. Umgeb. v. Eisnern u. Pölland; Verh. geol. Reichsanst., 1904, S. 87—97 u. an and. O.

28 A. Penther, Reise in d. Gebiet des Erdschias-Dagh; Abh. geogr. Ges. Wien, 1905, VI, S. 1—48, Karte.

29 J. Steinmann, Beziehungen der oberrhein. Tiefebene zu d. nordschweiz. Kettenjura; Ber. Natf. Ges. Freiburg i. B., 1892, VI, S. 150—159; F. v. Huene, Geol. Beschr. d. Gegend v. Liestal im Schweizer Jura; Verhand. Naturf. Ges. Basel, 1900, XII, S. 293—372,

Karte; auch A. Tobler, Jura im SO. d. oberrhein. Tiefebene; ebendas. 1898, XI, S. 283—369, Karte, u. A. Buxtorf, Vor- od. alt-miocäne Verwerfungen im Basler Tafel-Jura; Eclog. geol. Helv., 1900, VI, S. 176, 177; Ed. Greppin, Hörnli bei Grenzach; Verh. Natf. Ges. Basel, 1905, XVIII.

30 B. N. Peach, J. Horne, Gunn, Clough and Hinxman, Geol. Struct. of the NW.-Highlands, with petrol. Chapters and Notes by J. J. H. Teall, edit. by Sir Arch. Geikie; Mem. Geol. Surv. Gr. Brit., 8⁰, 1907, 668 pp., Karte. Hier auch die Geschichte der allmähligen Klärung der Auffassungen. Auf den nach beiden Seiten überschobenen Bau der Caledoniden in Scandinavien u. die Versuche, ihn zu erklären (III, a, 494), wird hier nicht zurückgekommen; die Voraussetzung, dass die z. Th. gneiss-ähnlichen Deckschollen einer devonischen Transgression angehören, dürfte allerdings kaum die Lösung bringen. Sie setzt gewaltige dynamische Veränderung und folglich große tektonische Vorgänge nach dem Devon voraus, wofür sonst keine Begründung bekannt ist. Vgl. K. O. Björlykke, Centr. Norges Fjeldbygning; Norg. geol. Unders., 1905, No. 39, 610 pp., Karte.

31 Peach, Horne u. ihre Mitarbeiter am ang. O., insbes. p. 463 u. folg.

32 Ebendas. p. 479, 487, Fig. 21, 23.

33 Ch. Barrois, L'Extension du Silurien sup. dans le Pas-de-Calais; Ann. soc. géol, du Nord, 1898, XVII, p. 212—225; Gosselet, L'Ardenne; 4⁰. 1888, p. 735.

34 Chapuy, Note sur la Constit. du Midi du Bassin houill. de Valenciennes; Ann. d. Mines, 1895, 9. sér., VIII, p. 192—217, Karte.

35 Marc. Bertrand, Sur le Raccordement des Bass. houill. du N. de la France et du S. de l'Anglet.; Ann. d. Mines, 1893, 9. sér., III. p. 5—83, Karten; ders. Études sur le Bass. houill. du Nord et sur le Boulounais; ebendas. 1894, 9. sér., V, p. 569—640, Karten; ders. Le Bass. crét. de Fuveau et le Bass. houill. du Nord; ebendas. 1898, 9. sér., XIV, p. 5—85, Karten.

36 Alph. Briart, Géol. des environs de Fontaine-l'Evèque et de Landelies; Ann. soc. géol. de Belg., 1894, XXI, p. 35—69, Karte.

37 V. Brien, Descript. et interprét. de la coupe de Calcaire carb. de la Sambre, à Landelies; ebendas. 1904/5, XXXII, M. p. 239—259; Lohest (Observ. au travail de M. V. Brien etc. ebendas. p. 257—260) meint, dass das Phänomen eine große Faltenwerfung sei; dabei wird die F. de la Trombe zur Fortsetzung der F. du Midi. Dies ändert nicht die Thatsache, dass der Inhalt der Pfanne von oben gekommen ist.

38 P. Fourmarier, La struct. du Massif de Theux; Ann. soc. géol. de Belg. 1906, XXXIII, M., p. 111—138, Karten, u. dess. La tecton. de l'Ardenne; ebendas. 1907, XXXIV, M., p. 15—124; Karten.

39 L. Cremer, Ueberschiebungen d. Westfäl. Steinkohlengeb.; Glückauf, Essen, 1894, Nr. 62—65.

40 Alph. Briart, Les Couches du Placard (Mariemont); Ann. soc. géol. de Belg., 1898, XXIV, p. 237—255; vgl. Harzé u. Habets, Bemerkungen ebendas., 1899, XXVI, Mém., p. 129.

41 J. Smeysters, Étude sur la Constit. de la Partie Orient. du Bass. houill. du Hainaud; Ann. des Mines de Belg., 1900, V, 127 pp., Karten.

42 Smeysters, ebendas. p. 68 u. 123, Fig. 24.

43 Alb. Heim, Bau d. Schweizeralpen; Neujahrsblatt d. Naturf. Gesellsch. für 1908, Nr. 110, 4⁰, Zürich, 26 SS.

44 Arn. Heim sagt von dem obercretacischen Kalkstein des Säntis, dass bei Streckung auf das Doppelte nur die Arragonitschalen der Foraminiferen calcitisirt werden. Bei Streckung auf das Fünffache sei die Hälfte der ganzen Masse calcitisiert mit fasriger Structur. Ob wirklich zwanzigfache Streckung eintrete, könne auf diesem Wege nicht geprüft werden, weil bis dahin der Vorgang der Calcitisirung bereits zu weit vorgeschritten sei; ders. in Alb. Heim, Säntis-Gebirge, S. 471 u. folg.

45 E. Reyer, Theoret. Geol., $8^0$, Stuttg. 1888, S. 475 u. folg.; dess, Ueb. Deformation. u. d. Gebirgsbildung, $8^0$, Leipz. 1892, S. 16 u. folg.

46 F. Jaccard, La rég. de la brèche de la Hornfluh; Bull. d. Laborat. d. Géol. Lausanne, 1904, No. 5, 205 pp., Karte, u. ders. La rég. Rubli-Gummfluh; Bull. soc. Vaud. sc. nat., 1907, XLIII, p. 407—548. Karte; auch de Girard et Schardt, Progr. de l'Excurs. dans les Alpes de la Gruyère et du Pays d'Enhaut vaud.; Eclog. geol. Helv., 1908, X, p. 165—195 u. an and. O.

47 „Têtes de pli-faille, plantées dans le flysch" . . . Jaccard, Rubli-Gummfluh, p. 455 u. an and. O. Ein schönes Beispiel gibt Lugeon S. vom Genfer-See an der Drance bei S. Jean d'Aulph (Grandes Nappes de Recouvremt.; Bull. soc. géol., 1902, 4. sér., I, pl. XII, Fig. 2.

48 A. Heim, Brandung der Alpen am Nagelfluh-Gebirge; Vierteljahrschr. Natf. Ges. Zürich, 1906, LI, S. 441—472, Karte; E. Blumer, ebendas. S. 473—480.

49 W. J. Sollas, Recumbent folds produced as a Result of Flow; Quart. Journ. geol. Soc., 1906, LXII, p. 716—721. Hier mag auch an Bail. Willis' schöne Figur in U. S. Geol. Surv. Ann. Rep. XIII, 2, pl. XCVI, B erinnert sein.

50 Marc. Bertrand, Structure d. Alpes franç. et récurrence de cert. faciès sédimentaires; Compte rend. VI. Congr. géol. intern.; Zürich 1894, p. 163—177.

# VIERUNDZWANZIGSTER ABSCHNITT.

## Die Tiefen.

Gliederung der Tiefen. — Entgasung, Batholithen, Erze. — Bild einer Durchschmelzung. — Passive seitliche Injection. — Grüne Gesteine.

Gliederung der Tiefen. Den Ausgangspunkt der folgenden Betrachtungen über die Tiefen der Erde soll Daubrée's Parallele zwischen der Gesammtheit der in Sammlungen vereinigten Meteoriten und der Gesammtheit des Erdkörpers bilden. Diese Parallele sagt, dass man durch die Annahme, alle Meteoriten seien einst in einer gemeinsamen Masse nach der Schwere geordnet gewesen, zu der Vorstellung eines Körpers gelangt, dessen Zusammensetzung jener der Erde ähnlich ist. Ueber einem Kern von Nickeleisen (z. B. Meteorit von Agram oder Elbogen) würde eine Hülle von Nickeleisen mit Peridot folgen (z. B. Rittersgrün), wohl den Uebergang bildend zu einer weniger eisenreichen Hülle von Magnesium-Silicaten (Chassigny). Dann würden die feldspathführenden Steine beginnen (Eukrite; Juvinas, Stannern). Hier endet die Parallele noch nicht. Die sauren Feldspathgesteine der Erde sind unter den Meteoriten ihrer chemischen Beschaffenheit nach durch die völlig geschmolzenen Tektite (Moldavite, Australite, Billitonite) vertreten. Die leichtesten kohlenstoffhaltigen Meteoriten werden als Tuffe angesehen.

Immerhin führt uns Daubrée's Parallele so weit, dass heute noch ein weiterer Schritt gewagt werden darf. Im Hinblicke auf die Wiederkehr bestimmter petrographischer Typen in den

einzelnen Fällen, auf die Entdeckung kleiner Himmelskörper ausserhalb Jupiter und innerhalb Mars und auf die Wahrscheinlichkeit, dass einzelne Planetoiden eckige Bruchstücke sind, sehen wir die Meteoriten als planetarische Bruchstücke an, u. zw. als muthmaassliche Theile eines Anonymus aus der Lücke zwischen Mars und Jupiter.[1]

Wir nehmen ferner drei Zonen oder Hüllen als maassgebend für die Beschaffenheit der Erde an, u. zw. die Barysphäre oder das Nife (Ni-Fe), ferner Sima (Si-Mg) und Sal (Si-Al). Diese Theilung unterscheidet sich von der Classification, die von hervorragenden americanischen Petrographen vorgeschlagen wurde, durch die Abtrennung der metallischen Barysphäre (Nife).

Wiechert gelangt auf Grund mathematischer Studien zur Annahme eines äusseren Steinmantels von 1400 Kilom. mit dem Gewichte 3·0 bis 3·4, innerhalb dessen eines Eisenkernes von rund 5000 Kilom. mit der Dichte 7·8 und findet Bestätigung in seismischen Beobachtungen, aus denen eine schärfere Grenze in etwa 1500 Kilom. gefolgert wird. Oldham vermuthet gleichfalls aus seismischen Beobachtungen eine Grenze in etwa $^1/_4$ des Halbmessers (1594 M.), was in auffallender Weise mit Wiechert übereinstimmt, doch soll diese Grenze nur für Fortpflanzung von Beben unter dem pacifischen Ocean und nicht unter dem eurasiatischen Festlande gelten.[2]

Wir kehren vorläufig zu dem anderen Wege der Vergleichung zurück.

In den Meteoreisen werden auch die Schwermetalle getroffen; so haben z. B. Davison Platin und Iridium, Liversidge Gold gefunden.[3] Auf der Erde treten diese Metalle dort, wo sie am meisten einen autochthonen Ursprung vermuthen lassen, im Sima, u. zw. wie in den Meteoreisen in der Begleitung von Ni, Cro und Fe auf. In den Nickelerzen von Sudbury (Canada), von denen bald weiter gesprochen werden soll, lohnt das Platin die Ausbringung aus dem Nickel. Hier erscheint es als Sperrylit ($PtAs_2$). Vogt beschreibt Gold und Platin aus scandinavischen Nickelerzen. Die Platinkörner von Nijne-Tagilsk liegen nach Inostranzeff in Chromeisen (oder Limonit). Die reichsten Platinfunde Nord-America's werden am Similkameen-Flusse (Br.-Columbia) in einem simischen, chromeisenführenden Gebiete gemacht. Kemp sagt, dass zuweilen Chromeisen und zuweilen Platin später ausgeschieden wurde.

Beck führt Fälle an, in denen Platin und Osmiridium erst nach dem Festwerden von Chromit und Pyroxen abgeschieden wurden.[4]

Dazu kommt das Auftreten des metallischen Nickeleisens (Awaruit) unter ähnlichen Verhältnissen, wie bereits bei Besprechung der Klamath-Berge gesagt wurde. Awaruit wurde von Skey N. von der Big Bay (Awarui) in S. Neu-Seeland entdeckt und ist bekannt in Goldwäschen von Lilloet am Fraser River (Brit.-Col.), an mehreren Stellen in gold- und osmiridiumführendem Serpentin von Oregon, am Smith River, Del Norte Cty., Calif., dann in Ober-Italien am Elvo-Flusse bei Biella, in goldführendem Sand, der aus der Moräne des Aosta-Thales zu stammen scheint.[5]

Gesteine von abyssischem Ursprung oder mindestens von jener Beschaffenheit, welche bei abyssischen Gesteinen zu vermuthen ist, werden daher nicht gar so selten auf der Erdoberfläche sichtbar. Hieraus erklärt sich auch das besondere Interesse, das in tektonischen Studien sich an die sogenannten grünen Gesteine knüpft. Die häufigste Form ist Serpentin mit Chromerz, mehr oder minder nickelhältig, seltener mit Nickelerz. Da Chrom der verbreitetste Stoff ist, nennen wir sie Crofesima; richtiger wäre Nicrofesima und in bestimmten Fällen Nifesima.

Dazu treten einige Umstände, die auf eine nicht allzu grosse Mächtigkeit der salischen Hülle weisen.

Aus J. H. L. Vogt's Studien ergibt sich, dass das Gefolge der norwegischen nickelführenden Magnetkiese (Nifesima) am Norit-Contact verschieden ist von dem metallischen Gefolge an salischem Contact. Ferner ist aus Sir Norm. Lockyer's Beobachtungen zu entnehmen, dass das nifesimische Gefolge von denselben Stoffen gebildet wird, welche im Spectrum von $\alpha$ Cygni und der Sonne erscheinen (mit Ausnahme von Platin). Die typischen Metalle des salischen Gefolges erscheinen dagegen (etwa mit Ausnahme von Yttrium und Lithium) nicht in $\alpha$ Cygni; mehrere sind allerdings im Fraunhofer'schen Spectrum der Sonne nachweisbar, aber sie treten wenig hervor.[6] Hieraus lässt sich vermuthen, dass, wenn die Erde der Sonne und dem Sterne $\alpha$ Cygni in Beschaffenheit ähnlich wäre, und wenn sie in einen grossen Feuerball aufgelöst wäre, auf diesem auch die salischen Metalle weniger hervortreten würden, als jene des simischen Gefolges.

Dass der salischen Hülle, jener die wir vornehmlich vor

unseren Augen sehen, kein sehr bedeutender Antheil an der Masse des Planeten zukommt, geht übrigens auch aus ihrem geringen Gewicht von etwa 2·7 im Verhältnisse zum Gesammtgewicht der Erde von 5·5 oder 5·6 hervor.

Wir schliessen, dass, wenn in der That der Bestand einer schärferen Grenze in 1500 Kilom. sich bestätigt, diese nicht die Grenze zwischen Sal und Sima, sondern nur zwischen Sima und Nife, d. i. die Obergrenze der Barysphäre sein kann. Vergleicht man eine Reihe jener Meteoriten, welche zugleich aus Sima (Peridot) und Nife bestehen, so hat man ein Recht zu staunen, nicht nur über die scharfe Abgrenzung beider, sondern auch über den Gegensatz der Dichten. In der Masse von Tula ist die Dichte des Nife 7·33, jene des begleitenden Sima (vielleicht nicht ganz frei von Eisen?) 4·15, in der Masse von Krasnojarsk ist sie 7·16 bis 7·86 gegen 3·43, in jener von Rittersgrün 7·5 gegen 3·23 u. s. w.[7]

So grosse Abstände mögen wohl die Bildung einer schärferen Differentiations-Grenze begünstigen.

Wiechert setzt auf Grund seiner Berechnungen in 1500 Kilom. Tiefe die Grenze des Steinmantels mit der Dichte 3·0 bis 3·4 gegen den Eisenkern mit 7·8. Die Uebereinstimmung der Dichten ist eine sichtliche.

Die salische Hülle ist in der Hauptsache Gneiss oder vielmehr jene Summe verschiedenartiger veränderter Sedimente und Batholithen, die unter diesem Namen vereinigt werden, von dem schon ziemlich simischen Hornblendgneiss im Scheitel am Baikal bis zu dem sogenannten Normal-Gneiss von Freiberg mit 65 bis 66 $SiO_2$ und bis zu dem rothen Gneiss des Erzgebirges mit nahe 76 $SiO_2$. Hier ist Analogie mit anderen Himmelskörpern nur in den Tektiten gegeben.

Die Stratosphäre oder jüngere sedimentäre Hülle ist fast ganz auf Kosten der salischen Hülle gebildet, und zwar um Bischof's und Walther's treffenden Ausdruck zu gebrauchen, auf dem Wege, richtiger noch auf den Wegen der Auslese.[8] Gar mannigfaltig sind diese, von dem Eindringen der Verwitterung in den Orthoklas bis zu dem Hinfegen des Sturmes über die Sandwüste und bis zu der stillen Arbeit lebender Wesen. Nur acht Stoffe bilden nach F. W. Clarke 99·06 Procent der äusseren Theile der Erde. Sie sind: O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na und K.[9] Bei der Arbeit

der lebenden Wesen werden zwei dieser Hauptstoffe, Al und Mg, vernachlässigt, Ca wird bevorzugt, daneben das schwer lösliche Si. Theilweise ausserhalb dieser acht Stoffe vollziehen Bacterien ihre Auslese, indem sie den pontischen Meeresboden mit Schwefeleisen bedecken; von Algen werden Manganknollen abgeschieden u. s. w.

Das hypothetische Bild von dem Innern des Planeten, an dem wir anlangen, ist daher das folgende. Ein Kern von Nife und Schwermetallen nimmt die inneren drei Viertheile des Radius ein; dann, beiläufig 1500 Kilom. unter der Oberfläche, folgen nach einer ziemlich scharfen Grenze Cro- und Nifesima und alle anderen simischen Felsarten bis zum Sal. Weitere Betrachtungen werden später eine noch weiter gehende Gliederung vermuthen lassen. Die Stratosphäre kann, obwohl stellenweise von simischen Massen durchbrochen und überdeckt, im Grossen zum Sal gerechnet werden.

Eine beiläufige Vorstellung von der muthmaasslichen Beschaffenheit des höheren Theiles des Planeten gibt Coleman's Beschreibung der reichsten Lagerstätte von Nickel, Sudbury in Canada.[10]

Eine etwa 2000 M. mächtige Gesteinsfolge liegt über Gneiss, Granit, Quarzit u. A. und unter mächtigen cambrischen oder vorcambrischen Sedimenten. Sie bildet eine 58 Kilom. lange und bis 26·5 Kilom. breite Mulde. Oben besteht sie aus granitischem Gestein mit durchschnittlich 66·87 $SiO_2$; dieses geht gegen unten unter Abnahme von Si, Na und K und Zunahme von Ca und Mg allmählig in Felsarten über, die von den einzelnen Beobachtern Granodiorit, Quarzdiorit, mikropegmatitischer Syenit genannt werden. Das Endglied ist ein grauer Norit mit 54·61 $SiO_2$.

An seiner Basis, ohne scharfe Grenze gegen oben, liegen auf und in den Unebenheiten der Unterlage die Nickelerze und ein Kranz von Minen folgt ringsum der Basis der grossen Mulde. Neben Fe, Ni und Cu tritt Kobalt auf, dann der Menge nach Silber, Platin, eine geringe Menge von Freigold, Iridium, Osmium, ferner Spuren von Rhodium und Palladium.

Hier gelangt man also in dem geringen Abstande von 2000 M. aus salischem Granit bis in eine nifesimische Zone mit Schwermetallen. Die Erfahrungen stimmen mit jenen überein, die Vogt an den norwegischen Nickelgruben sammelte. Die Differentiation ist hier, wie das Verhältniss der Erze zur Unterlage zeigt,

unter wesentlichem Einflusse der Schwere erfolgt, und vorläufig mag festgehalten sein, dass Na und K früher abnehmen als Ca und Mg.

Damit in Sudbury solche Differentiation sich vollziehen konnte, mussten die Felsarten erst als ein geschmolzenes Gemenge heraufgetragen werden, um hier zum zweiten, ja möglicherweise zum dritten Male diese selbe Differentiation auszuführen. Aber das Product stimmt sehr nahe überein mit den auf anderem Wege erlangten Vorstellungen von jener primären Differentiation, welche die ursprüngliche Bildung des Erdkörpers begleitet haben mag. Es ist, als würde uns im Recoct ein Experiment vorgeführt.

Entgasung. Dass Wasserdampf das treibende Moment bei vulcanischen Ausbrüchen sei, war seit lange bekannt, aber man kannte nicht die Quelle des Wassers. Man berief sich auf die Nähe der Meere. Daubrée glaubte durch ein Experiment beweisen zu können, dass infiltrierendes Wasser auch bis in die heissen Tiefen zu gelangen vermöge. Poulett Scrope wendete ein, dass, alle anderen Schwierigkeiten bei Seite lassend, bei dem Experimente nur die Erreichung der Oberfläche der Laven in's Auge gefasst sei, nicht aber die vorhandene innige Mengung. Bischof frug, wie denn die entweichende Kohlensäure aus solcher Infiltration zu erklären sei. So entstanden lebhaftere Zweifel."

Die Lösung ergibt sich auf einem anderen Wege.

So wie flüssiges Eisen ausserordentlich grosse Mengen von Gasen in sich aufnimmt und erkaltend wieder von sich gibt, hat auch der Erdball einstens solche ausserordentlich grosse Mengen von Gasen in sich aufgenommen, deren Entweichen noch heute sich vollzieht.

Diese Erkenntniss hat zunächst zur Unterscheidung von zweierlei Wässern geführt. Die vadosen Wässer, deren Name ursprünglich von Pošepny für die vom Tage auf Erzgängen infiltrirenden Wässer gewählt worden ist, umfassen alle Wässer der Oberfläche, Oceane, Flüsse, Wolken, Niederschläge, auch artesische Wässer u. s. f. Juvenile Wässer dagegen sind solche, die entstehen, indem unter sehr hohem Druck und sehr hoher Temperatur aus dem Erdinnern hervordringender Wasserstoff sich mit dem Sauerstoff der Atmospäre verbindet. Aus den emporgestossenen weissen Dampfballen der Vulcane werden Wolken und vadoser Regen fliesst über die Abhänge des Vulcan's.

Die juvenilen Thermen bringen unerwartete mineralische Stoffe aus den Tiefen herauf.[12]

Ebenso wie es juveniles H gibt, liefern die Vulcane juveniles Cl, Fl, S, As, C und eine Reihe anderer Stoffe, und zwar bemerkt man an den Fumarolen eine bestimmte Reihenfolge des Endes jeder Emission, so dass bei gewissen Eruptionen eine grosse Mannigfaltigkeit von Gasen ausströmt, aber Cl und Fl zuerst enden, später S und As, während C am längsten andauert. Auf diese Art lässt sich eine gewisse Scala der Temperaturen aufstellen, nämlich Cl Fl, S As und C, aber das hindert nicht, dass z. B. in Java seit sehr langer Zeit Cl Exhalationen anhalten, dass Solfataren ziemlich verbreitet sind und z. B. jene von Puzzuoli S und As von sich gibt, endlich dass Kohlensäure in Menge an Stellen aus dem Boden tritt, die seit der Tertiär-Zeit keine vulcanische Eruption erlebt haben.

Die heissen Quellen sind, so weit sie juvenil sind, lediglich eine abgeschwächte Form der Vulcane. Nun versteht man z. B. den Chlor-Gehalt der Thermen von Karlsbad und wie diese jährlich eine Million Kilogramm juveniles Kochsalz durch den Granit (aber nicht aus dem Granit) emporzutragen vermögen.

Laspeyres hat auf die grossen Mengen von Kohlensäure gewiesen, welche der Granit enthält; hienach sollte 1 Kubikkilom. solchen Granites hinreichen, um durch 273 Jahrtausende die Quellen von Nauheim zu speisen. Aber diese Kohlensäure ist im flüssigen Zustande in Hohlräume des Quarzes eingesiegelt und mit Recht sagt Delkeskamp, dass es schwer zu verstehen ist, welche Umstände ein dauerndes Entströmen veranlassen sollten.[13]

Bei jedem vulcanischen Ausbruche vermehrt sich somit die auf der Erdoberfläche vorhandene Menge vadosen Wassers. Auch die Atmosphäre empfängt fortwährend Bereicherung. Während man in früheren Jahren meinte, dass das Meer durch Infiltration die Vulcane speise, wird es jetzt zum empfangenden Theile, und die Mengen von Chlor, welche gleichzeitig hervorzutreten pflegen, deuten gleichfalls an, dass die Wässer der Oceane ein Erzeugniss der Entgasung des Planeten sind.[14]

Die rhytmischen Pulsationen, welche zuweilen in Krateren sichtbar werden, haben dieselbe Ursache wie die Pulsationen der Siedequellen. Im September 1902 beobachtete Sapper solche Pulsationen an einem Nebenkrater des Izalco.[15] Im März 1871

sah man am Vesuv zwei Pulsationen, eine langsamere im Hauptkrater und eine weit raschere in einem Nebenkrater am äusseren Abhange des Kegels. Die Lava des Nebenkraters führte überschmolzene, aber nicht geschmolzene Leucit-Krystalle. Sobald das Bindemittel geschmolzen war, quollen, wahrscheinlich als Trauben von Bläschen, die Gase durch den Schmelzfluss herauf, vereinigten sich, hoben im Schlot den Spiegel der siedenden Masse um etwa 1 Meter und dann folgte nach je 6—8, zuweilen erst nach 15 Secunden die Explosion.

Doelter setzt den Schmelzpunkt der Vesuv-Lava auf 1090°, jenen des Leucit's auf 1310°. Johnston-Lavis beschreibt ausführlich die gebrochenen, zum Theil geheilten, an den Kanten überschmolzenen oder auch von concentrischen Zonen von Mikrolithen oder Gas-Höhlungen durchzogenen Leucite. Sie verrathen bald heftige Bewegungen, bald das Schwanken der Temperatur im Schlote.[16]

In den Cheviot-Bergen an der schottischen Grenze sind andesitische Laven durchschnitten von Gängen von Quarzfelsit. Aber Teall fand, dass die Phenokrysten des Andesit's dem basischen Theile des ursprünglichen Magma's entsprechen, während der Quarz-Felsit der Gänge übereinstimmt mit der glasigen Grundmasse, d. i. mit der Mutterlauge nach Rücklassung der Phenokrysten.[17]

In den Tuffen des Albaner-Gebirges kann man Trauben aneinander gefritteter Leucite und zugleich lose und scharfkantige Augitkrystalle finden.

Die glühende Wolke, die am 8. Mai 1902 S. Pierre auf Martinique zerstörte, enthielt Krystalle von Plagioklas und Hypersthen. Lacroix und andere Beobachter folgerten, dass sie mit weniger als 1280° der Erde entströmte; sie hat die Kupferdrähte der Telephonleitungen nicht geschmolzen und erreichte daher die unglückliche Stadt mit weniger als 1058°, muss aber dort nach Sapper's Beobachtungen an halbgeschmolzenen Flaschen 650—700° überschritten haben.[18]

In den beiden ersten Fällen verrathen die Phenokrysten, dass die letzten Schmelzflüsse Recocte waren. Die Vorgänge am Vesuv, welche die Erwärmung bis zum Schmelzpunkt der Laven, aber nicht der Leucite kommen liess, müssen den Eindruck zurücklassen, dass die rhythmisch aufsteigenden Gase selbst die

Wärmebringer in der vulcanischen Esse waren, genau so, wie sie es in den heissen Quellen sind. Die beiden anderen Fälle zeigen den heftigeren Zudrang von Gasen, der zur Zerstäubung führt.

Auf diesem Wege erklärt sich auch die verschiedene Höhe der beiden Feuer-See'n auf Hawaii. Zwei oder drei Tausend Meter relativer Höhenverschiedenheit verschwinden gegenüber der Tiefe, aus welcher die Gase stammen und verrathen nur eine gewisse Selbständigkeit der beiden Essen.

Mit dieser Vorstellung von wärmebringenden Gasen ändert sich so manche Anschauung. Das juvenile Wasser wird die von Arrhenius und Mc. Mahon betonte Fähigkeit besitzen, Quarze zu lösen.[19] Die geothermische Stufe verliert ihre Bedeutung für Bestimmung der Herkunft juveniler Thermen. An die aus der Tiefe kommenden Laven schliessen sich die Recocte; dabei erklärt sich die nicht seltene Neigung der Recocte, die Phenokrysten von der Grundmasse zu trennen. Die Sonne zeigt einen Zustand fast freier Entgasung. Im Monde scheint sie abgeschlossen. Der Erdkörper hat seine Meere von sich gegeben und befindet sich in einer mittleren Phase.

Batholithen. Diese Bezeichnung wurde (I, 218) für die grossen, zumeist granitischen Brode geschaffen, welche dem geschichteten Gebirge eingeschaltet zu sein scheinen. Damals ging ich unter Beziehung auf Hopkins' „residual Lakes" und Dutton's „Maculae" von der Voraussetzung aus, dass dem Eindringen der granitischen Masse die Bildung eines entsprechenden Hohlraumes vorangehen oder sie (durch Abstau und Entlastung) begleiten müsse. Ein erneuter Besuch der Granite des Erzgebirges im J. 1893 nach gütigen Anweisungen des Herrn Credner und unter freundlicher Führung von Prof. R. Beck hat mir aber die Ueberzeugung gebracht, dass die Umrisse dieser Intrusivstöcke das Streichen und die Falten des Gebirges schonungslos durchschneiden, etwa wie wenn ein glühender Löthkolben durch die Flasern eines Bretes gedrückt wird. Dazu kamen die Erfahrungen über Durchschmelzungen am Monde und nun wurden Batholithen als Intrusiv-Massen bezeichnet, welche fortsetzen in die „ewige Teufe", im Gegensatze zu den Laccolithen, welche seitliche Injectionen über einer fremden Unterlage sind.[20]

In der That führt die Betrachtung der Natur zu der sicheren

Meinung, dass die Batholithen ihre Ortstellung (mise en place) durch Aufschmelzen und Aufzehren des Nebengesteines vollziehen.

Obwohl mancher bedeutende Petrograph diese Meinung zurückweist, weil Beeinflussung des chemischen Bestandes des eingedrungenen Magma durch aufgezehrtes Nebengestein nur ausnahmsweise kennbar wird, ist sie doch nicht neu. Manche Geologen früherer Jahre sind ihr gefolgt; man erkennt ihre Richtigkeit deutlich z. B. für den Granit von Wunsiedel auf Gümbel's Karte von Bayern. In neuerer Zeit ist M. Lévy's Schrift über den Granit von Flamanville von bedeutendem Einflusse gewesen.[21]

De la Bêche kannte bereits den unterirdischen Zusammenhang der Granite von Dartmoor bis zu den Scilly-Inseln und wies sogar auf verbindende Elvan-Gänge.[22]

Die Granitmassen des westlichen Erzgebirges sind, wie Dalmer treffend sagt, in das Schiefergebirge eingedrungene Kuppen und Theile der rückenartigen Erhebung einer noch grösseren Masse, die sich unter einem beträchtlichen Theile dieses Gebirges ausbreitet.[23] Aehnliches sagt Barrois von den Graniten der Bretagne, sich dabei auch berufend auf einen turmalinisirten Fleck von Sandstein als eine der Spuren unterirdischer Verbindung.[24] Ein Strich des Hobels mehr, sagt Lacroix, und die Granite der Pyrenäen vereinigen sich.

In Cornwall folgen die Granite bis in die Scilly-Inseln hinaus dem armoricanischen Streichen. Aehnlich ist es in der Bretagne. Im östlichen, variscischen Theile des Central-Plateau zweifelt M. Lévy nicht an dem Zusammenhange des Granites des Morvan mit jenem des Lyonnais. Es gewinnt aber zuweilen den Anschein, als würden einzelne Gesteinszonen bevorzugt, namentlich Thonschiefer verschiedenen Alters. In der Bretagne sind sogar Fälle bekannt, in denen der Granit den Schiefer verzehrt und quarzitische Zwischenlagen verschont hat, so dass diese, hoch verändert, in den Granit hineinragen.[25]

Daly beruft sich zur Erklärung der Intrusion auf den Vorgang, den der americanische Bergmann „overheadstoping" nennt; der Deutsche sagt „Uebersichbrechen". Das Gewicht der Felsarten der Wände und des Daches ist grösser als jenes des flüssigen oder viscosen Magma. Temperatur und Schwere lösen Bruchstücke ab und diese sinken in das Magma. Entweder sieht

man sie als hochveränderte Einschlüsse in diesem schwebend oder sie wurden aufgezehrt auf der Reise zur Tiefe.[26]

Auf diesem Wege wird auch das Wesen der Pegmatit-Adern verständlich, die vom Saume des Batholithen ausgehen. Sie sind oft Sprünge, an welchen sich die Ablösung einer grösseren Masse des Daches vorbereitet. Darum ist ihr Lauf ein unregelmässiger und darum keilen sie mit der Entfernung vom Batholithen aus. Sie füllen sich mit heissen Lösungen und Zinn und das ganze Gefolge der Cl Fl-Fumarolen kommt zur Ablagerung. R. Beck hat dies auf das lehrreichste geschildert und zugleich die Verwandtschaft mit juvenilen Gasen erwähnt.[27] Flussspath vertritt Fluor, Turmalin das Bor u. s. w.; das vorkommende Freigold möchte wohl als ein Zeichen für Chlor anzusehen sein. Es ist bekannt, wie grosse Verluste eintreten, wenn Golderze mit Kochsalz auf den Flammofen gebracht werden.[28]

Fig. 49 stellt ein beiläufig 4 M. breites Stück vom Dache des Zinngranites von Markersdorf (SO. von Dresden) auf dem

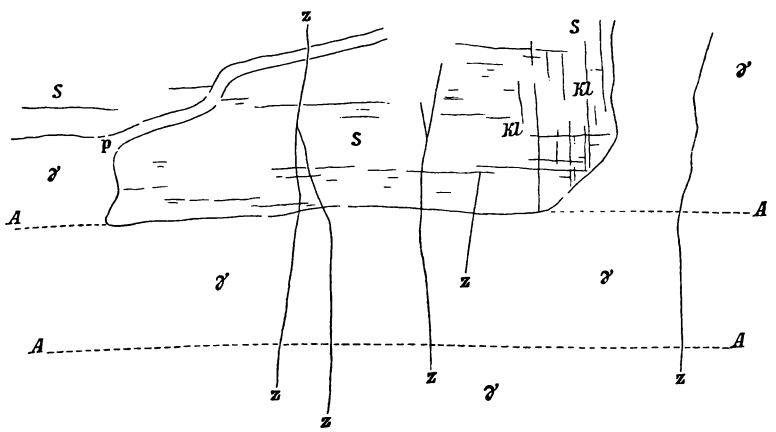



Fig. 49. Dach des Granites von Markersdorf.
$\gamma, \gamma'$ = Granit; $A, A$ = Ablösungsflächen im Granit; $S$ = Andalusit-Hornfels; $p$ = Pegmatit-Ader; $z, z$ = Zwitterklüfte; $Kl, Kl$ = Klüfte.

Wege nach Gottleuba dar. $S$ ist Thonschiefer, verwandelt in Andalusit-Hornfels. Die pegmatitische Ader $p$ zeigt die begonnene Ablösung eines Theiles des Daches. Feine senkrechte Klüfte ($z$, $z$) steigen aus dem Granit in das Dach auf; es sind sog. Zwitter, beiderseits begleitet von einem Saume von Zinn-Exhalationen. Diese heissen Exhalationen sind die jüngste Erscheinung. Sie sind auch jünger als das Uebersichbrechen.[29]

Dies ist eine kleine Scene aus den mannigfaltigen Vorgängen,

welche sich der Beobachtung darbieten, sobald man, die Phasen der Abkühlung verfolgend, in den begleitenden Erzgängen die primäre Vertheilung der Erze aufsucht.[30] Dazu ist zu bemerken, dass von den heissesten heutigen ClFl-Fumarolen nur bekannt ist, dass sie über 500° messen. Das *z* auf Fig. 49 mag sohin erst sehr weit unter der Temperatur von *p* gebildet sein und die *z*-Kluft, welche *p* durchschneidet, kann sogar eine Abkühlungs-Kluft sein.

An früherer Stelle wurden Cl Fl, S As und C-Fumarolen unterschieden. Man kennt eine grosse Anzahl von Gängen, auf denen nur die Phase I oder die Phase II in Metallverbindungen vertreten ist; treten beide auf, so ist I oben; III ist selten sichtbar und ist das tiefste. In solchen Gängen folgen die Erze der Reihenfolge der Fumarolen mit Abkühlung in der Richtung gegen unten. Die Phase I ist jene des Zinn's, von welchem eben gesprochen wurde; II sind die Schwefel- und Arsenverbindungen (Kiese) von Kupfer, Silber u. A. In Cornwall wechselt I mit Kupferkies aus II. In Freiberg sagt man, einzelne Kupferkies-Gänge hätten einen zinnernen Hut.[31] Der III Phase abnehmender Temperatur, den Carbonaten, entspricht das Uranvorkommen von Joachimsthal.

Auf den Höhen des Erzgebirges liegt altes, zinnführendes Schwemmland, zum Theile geschützt durch eine Basaltdecke, das in früherer Zeit gewaschen wurde (Phase I). An den Abhängen wurde an mehreren Orten Silbererz gewonnen (Abertham, Gottesgab u. A.). Noch tiefer liegt Joachimsthal. Im 16. Jahrhunderte lieferte es reiche Schätze an Silber und von hier ging die Prägung des (Joachims-) Thalers über die ganze Erde; im 17., noch mehr im 18. Jahrhunderte minderte sich der Ertrag, und es kam eine Zeit, in welcher der einst berühmte Ort sich durch Gewinnung blauer Farbe aus Kobalt-Kiesen fristete (Ende von Phase II). Noch tiefer gelangte man in die Carbonate. Die Füllung der Gänge ist hier eine symmetrische. Auf eine dünne Rinde von Quarz, die ihre Pyramidenspitzen gegen Innen kehrt, folgt jederseits Uranpecherz mit traubiger Oberfläche, ohne Zweifel aus einer Lösung abgeschieden, und die ganze Mitte der Gänge nimmt krystallinischer Dolomit ein (Phase III).[32]

Die Geschichte dieser Bergstadt, der Uebergang von den Zinnwäschen zu der Glanzzeit des Silbers, dann der Erzeugung

von Kobaltblau, dann von Uranfarben versinnlicht die primären Teufenunterschiede der Erze, zugleich die Folge von den sublimirten Erzen bis zu Thermal-Absatz und den letzten abyssischen Aeusserungen.

Dieses ist ein Kapitel, in welchem weitere Untersuchungen viel des Neuen zu bringen versprechen. Das zeigen Brögger's Untersuchungen in den norwegischen Granit-Pegmatiten, die z. B. das Vorkommen von Uran- und Thor-Verbindungen zusammen mit Topas, Beryll, Turmalin u. A. der Phase I und mit Kiesen der Phase II unter Umständen kennen lehren, die man bei solcher Gliederung sogar noch über I stellen möchte.[33] In Colorado kommt Uranpecherz mit Kiesen vor (Phase II). Das erinnert an den Umstand, dass an den Vulcanen Anfangs alle Phasen erscheinen, und sich erst in der Abkühlung trennen. Bei Zinn kommt, wie Daubrée seit lange gezeigt hat, die besondere Wärmebeständigkeit der Verbindungen zur Geltung.

Ausser diesen Phasen der Abkühlung lehrt der Apparat pegmatitischer Adern, der so oft ungestört das Haupt und Theile der Seiten eines Batholithen umgibt, dass seit der Intrusion wesentliche tektonische Veränderungen nicht eingetreten sind. Die Zinngranite des Erzgebirges sind daher jünger als die variscische Faltung oder haben wenigstens ihre Intrusion bis nach dem Abschlusse der Faltung fortgesetzt.

Verbindung mit Vulcanen. An früherer Stelle wurde durch Verfolgung einer Denudationsreihe der Weg gesucht, der von den Aschenhaufen der Gegenwart zu den Granitmassen des Erzgebirges führt (I, 223). Anderen Spuren folgend, wollen wir nun denselben Weg aufsuchen.

Ein grosser Fortschritt war es, als Rosenbusch schärfer als es früher geschehen war, Tiefen-, Gang- und Ergussgesteine trennte. Als Tiefengesteine wurden dabei alle jene angesehen, die aus den Tiefen der Erde emporstiegen, „ohne jemals die Erdoberfläche zu erreichen", welche daher nicht in die explosive Phase gelangt sind.

Auf einem der turmalinisirten Flecken stehend, welche die sächsische Specialkarte verzeichnet, befindet man sich an einer Stelle, die von den Bordämpfen, d. i. von den pneumatolitischen Einflüssen, aber noch nicht von dem aufdringenden Batholith erreicht wurde. Wäre die Abtragung weiter vorgeschritten, so

würde wahrscheinlich ein Apparat von Pegmatitadern und Zinngängen sichtbar werden und dann unter dem hochveränderten Dache der Granit des Batholithen. Es ist aber zu fragen, was geschehen wäre, wenn die Aufschmelzung oder das Uebersichbrechen selbst sich noch weiter dem Tage genähert hätte.

Nun tritt zuerst ein Lücke der in Gebrauch stehenden Terminologie, und zwar in allen europäischen Sprachen hervor. Adern werden hier die Ausläufer einer grösseren Masse genannt werden, mächtiger am Ursprunge, auskeilend gegen das entferntere Ende, ohne gerade Salbänder, ohne ein bestimmtes Streichen und Fallen. Der Typus sind die pegmatitischen Adern in der Umgebung eines Batholithen, oft wohl, wie in Fig. 49, Sprünge, welche die Ablösung eines Stückes des Daches vorbereiten. Diese sollten getrennt bleiben von den Gängen, aber unter diesem letzteren Worte werden die mannigfaltigsten Spalten verstanden. Daubrée nannte Spalten, die von einer Dislocation begleitet sind, Paraclases, und solche, die keine Dislocation erkennen lassen, Diaclases. Die ersteren fallen mit Stelzner's exokinetischen Spalten zusammen, welchen die entokinetischen (Contraction's und Dilatation's) Spalten entgegengesetzt werden.

Ohne diesen classificatorischen Versuchen zu folgen, ziehen wir eine der lehrreichsten Schriften über diesen Gegenstand zu Rathe, welche die letzte Zeit geliefert hat, nämlich Barrell's Beschreibung des Bergwerksdistrictes von Marysville, Mont.[34] Der Batholith von Marysville besteht aus Quarz-Diorit und ist ein Begleiter des viel grösseren Batholithen von Boulder. Der Bergbau folgt Contractionsklüften, die unweit ausserhalb seiner Oberfläche liegen und ihr parallel sind. Diese ist bis etwa 1000 Fuss tief aufgeschlossen und fällt flach, stellenweise aber in riesigen Stufen zur Tiefe. Ferner sind injicirte Gänge vorhanden. Diese letzteren sind von plötzlicher Entstehung und von verschiedenem Alter (intermittirend). Wären sie nicht plötzlich, so hätte die Injection wegen ihrer bedeutenden Länge erkalten müssen. Hiedurch, sagt Barrell, nähern sie sich den vulcanischen Vorkommnissen.

Wir können uns vorstellen, dass ein solcher Gang den Tag erreicht, dass ein Vulcan entsteht, die heissen juvenilen Gase unter Erweiterung der Esse dieser zuströmen und dass unter dieser Entlastung das weitere Aufdringen des Batholithen stockt.

Es kann in einem anderen Falle geschehen, dass über dem Scheitel des Batholithen das Dach zusammenbricht, ein Netz von Spalten entsteht, viele Ausbrüche und Ergüsse stattfinden und er dann ebenso in der Tiefe stockt.

Der zweite Fall scheint öfters eingetreten zu sein, aber es gibt gut bekannte Beispiele, in denen der Vorgang ein anderer war, und die Abtragung des Aschenkegels schon über seiner Basis das Tiefengestein eines Batholithen ergeben müsste. Knapp an den Abhängen der breiten Basaltmasse von Duppau in Böhmen tritt Theralith hervor, durchsetzt von Gängen von Eläolith-Syenit.[35] An der Basis der Aschen und Laven der Euganäen wird Augit-Syenit sichtbar.[36] In diesen und den sehr zahlreichen ähnlichen Fällen ist die Bildung solcher Gesteine bis weit herauf der alten Esse gefolgt. Der entkleidete Riesenvulcan Kenia lässt auch an seinem Gipfel (etwa 5790 M.) eine dem Nephelin-Syenit verwandte Felsart, den Kenyt, zu Tage treten. Hier kann man sich der Meinung nicht entziehen, dass entweder ein Magma hoch über die Umgebung emporgetragen wurde, das unter Ausstossung einer verhältnismässig geringen Decke von losem und schlackigem Gestein holokrystallinisch zu erstarren vermochte, oder dass bei andauerndem Zuströmen von Wärme die eigene Asche und die eigenen Laven in Kenyt verwandelt wurden (III, *b*, 310).

So sehr diese Meinung den hergebrachten Ansichten auch widersprechen mag, ist sie doch bereits vor Jahren von Hague für das Absaroka-Gebirge am Yellowstone als Vermuthung ausgesprochen worden. Er bezweifelte die Nothwendigkeit grosser Belastung zur Entstehung körnig-krystallinischer Felsarten und meinte, dass grosse Intrusiv-Körper ohne wesentliche Erscheinungen der Oberfläche zum Stocken gebracht worden seien.

Zu ganz demselben Ergebnisse sind Weed und Barrell für den 5000 Quadratkilom. umfassenden Batholith von Boulder gelangt. Dieser besteht aus Quarz-Monzonit und als Decke sind nur Andesite bekannt. An der Grenze gegen diese Decke stellt sich eine Zone von saurem Granit ein. Feine Ausläufer gehen vom Batholith in den Andesit, der desshalb als älter angesehen wird. Bei Elkhorn ist er noch heute 9000 Fuss (2700 M.) hoch (5000 Fuss über Boulder Valley).

Die Frage ist erlaubt, ob es nicht hinreichen möchte, den

Andesit als die vulcanische Facies des Quarz-Diorites und als das Ergebniss derselben Aufschmelzung anzusehen, die den Batholith erzeugt und die auch nach der Erreichung des Tages in gemässigter Form angedauert hat.[37]

Barrell beruft sich zugleich auf das Eindringen von Granit in den Andesit des Cascaden-Gebirges (III, *b*, 471).

Als ein weiteres Beispiel mag Molengraaff's Beschreibung des Buschfeld-Granites in Transvaal folgen, der N. von Prätoria sich über 60.000 Quadratkilom. ausdehnt und folglich grösser ist als Böhmen. Die umliegenden, vielleicht vorcambrischen Sedimente neigen sich, soweit die Sachlage bekannt ist, unter den Granit, N. von Prätoria normal, dann in Staffelbrüchen. Ein breiter Contacthof umgibt den Granit. Zunächst gelangt man in eine simische Umrandung, nämlich in eine Zone von Pyroxenit und von Norit mit Chromit und Magneteisen, auch Gängen von Kobalt, dann in eine Zone von Nephelin-Syenit und hierauf in das weite Gebiet des rothen Granites.

Nach dieser Schilderung ist anzunehmen, dass der Typus Sudbury sich wiederholt und dass der crofesimische Saum das Liegende der salischen Gesteine ist, wobei Nephelin-Syenit den Uebergang anzeigt.

Im Granit treten Zinnerze mit dem üblichen, pneumatolytischen Gefolge auf. Auf dem Granit liegen vereinzelte Schollen von Waterberg-Sandstein, dem höchsten Gliede der Karoo-Serie; sie werden im Norden über 1000 M. mächtig. An anderer Stelle, in der Springbok Vlagte, breitet sich über dem Granit durch etwa 3400 Quadratkilom. ein basischer Mandelstein aus, den Molengraaff für den Vertreter der Schlußphase der geschmolzenen Gesteine ansehen möchte.[38]

Sudbury, Boulder und Buschfeld sind als Laccolithen angesehen worden. Die beiden letzteren widersprechen durch ihre Ausdehnung. In Sudbury war Coleman schliesslich zu der Hypothese gelangt, dass die Emissionsstelle unter der grossen Mulde selbst liege. Dasselbe ist für Boulder anzunehmen, wenn Quarzdiorit und Andesit genetisch zusammenhängen. Das Auftreten von Zinn unterstützt die gleiche Annahme für Buschfeld.

Hieran fügt sich die wichtige Angabe von Lacroix, dass am M. Pelé Felsarten mit freiem Quarz unter ganz geringer Bedeckung, ja fast an freier Luft zur Krystallisation gelangt sind

und dass folglich die zur Bildung holokrystalliner Gesteine erforderliche Ueberdeckung gar weit überschätzt worden ist.[39]

Unter den angeführten Fällen ist keiner, der durch Bildung einer grösseren Spalte beeinflusst worden wäre. Da Nifesima oder Crofesima so oft vertreten sind, muss angenommen werden, dass die juvenilen Gase unter der salischen Hülle ihren Ursprung nehmen. Aufschmelzend und durch die Temperatur über sich brechend, dringen sie nach aufwärts. Dabei wird eine immer grössere Menge von Scherben salischer Felsarten und auch von Sedimenten geschmolzen und in das gaserfüllte Magma aufgenommen, indem sie durch ihre Schwere sinken. Als ein Gemenge nähert sich das Magma der Oberfläche. Es folgt Explosion, Zerstäubung, Aufschüttung eines Kegels, Ausströmen von Laven. Die Emission von juvenilen Gasen geht fort. Eruptionen wiederholen sich von Zeit zu Zeit. Ein immer grösseres Stück der Oberfläche bedeckt sich mit Auswurf und Lava. Das Zuströmen von Gasen dauert noch immer an; sie erhitzen und schmelzen Theile ihrer Umgebung, aber sie veranlassen keine Eruption mehr. Ihre eigenen an der Basis des Kegels und ringsum ausgebreiteten Ejecta werden aufgeschmolzen und verwandeln sich in holokrystalline Felsarten, wobei an ihrer Basis der Gehalt an Nifesima sich ausscheidet, während die leichteren salischen Gesteine höher bleiben. Derselbe Vorgang lässt schliesslich entweder noch ein nur von Gängen durchsetztes Stück des ursprünglichen Daches unter den Aufschüttungen zurück (und dies scheint die Regel zu sein), oder tritt nur höher in die Esse ein (Euganäen), oder hat sich durch den ganzen Kegel (Kenia) oder über eine weite Fläche (Boulder) fortgesetzt. Nun zieht die Emission heisser Gase sich in die Esse zurück. Auch hier kann Abscheidung gegen die Wände stattfinden, aber der ursprüngliche Weg in der Axe der Esse geht durch die Schmelzung verloren und ist nur in Ausnahmen vielleicht durch einen Nachschub kennbar gemacht, wie z. B. in Magnet Cove, Arkansas, wo gegen die Mitte des Schlotes eine Abscheidung von tief simischem Ursprung aufsteigt.[40]

So folgen sich Assimilation und Differentiation. Mit dem Ende der Eruptionen ist der Vorgang noch lange nicht abgeschlossen. Abkühlungsspalten werden gebildet und nach einer bestimmten Folge, die an Fumarolen erinnert, mit Erzen bekleidet und gefüllt. Zinn mag bis in die Andesite der bolivischen Anden

und in die mexicanischen Rhyolithe gelangen. Zugleich erfolgt die endgiltige Umgestaltung aller unterirdischen Theile zu einem breiten Batholithen.

Vor Jahren meinte man, die salischen Batholithen seien viel häufiger als die simischen. Die Kenntniss der Charnockit-Massen des südlichen Indien und der Anorthosite von Canada ändert diesen allgemeinen Eindruck. Auch pflegen die salischen Massen von einer simischen Abscheidung umgeben zu sein, die im Gemenge aus der Tiefe heraufkam.[41] Die letzten Nachschübe scheinen in der Regel salisch, u. zw. oft sehr kieselreich zu sein.

Passive Injection. Es gibt Gangspalten, die von unten her nicht mit geschmolzenem Gestein, sondern mit Sandstein gefüllt sind, und die beweisen, dass bei unterirdischen Vorgängen der hydrostatische Druck nicht übersehen werden darf.

In den Witteberg-Schichten von Elands-Vley, nicht weit ausserhalb des Gebietes der südafricanischen Dolerit-Gänge, tritt nach Rogers und Du Toit ein zwischen parallelen Seitenwänden steil aufsteigender Gang hervor, nur 2·4 bis 2·5 M. breit, nach einer Auffassung 11, nach einer anderen mehr als 57 Kilom. lang, zu beiden Seiten mit leichter Aufrichtung der benachbarten Schichten, aber nicht mit Dolerit, sondern mit Sandstein injicirt.[42]

Viele Beispiele ähnlicher Art wurden in den Vereinigten Staaten getroffen. Auch hier hat öfters die Kraft hingereicht, um am Salbande Beugung nach aufwärts zu veranlassen und um abgerissene Stücke nach aufwärts zu tragen.[43]

Bei bituminösen Gängen mag ein gewisser Gasdruck hinzutreten; immerhin sind die Vorkommnisse ähnlich. In Utah ist nach Eldridge die bituminöse Culmer Vein, von 30 Zoll bis zur Stärke eines Messerrückens wechselnd, gradlinig, mit glatten Seitenwänden, völlig unabhängig vom Streichen der durchschnittenen Gesteine, 11 Kilom. weit in der Wüste kennbar. Sie ist von ähnlichen Gängen begleitet.[44]

Der etwaige Gasdruck macht diese Gänge zu einem Uebergange zu jenen Injectionen, welche, wenigstens nach der Meinung der Beobachter, durch hydrostatischen Druck in ihre heutige Stellung gebracht wurden, dabei aber von Contact-Mineralien begleitet sind. Solche sind nach Posepny's Ansicht die Gänge von Rézbanya in SO.-Ungarn (I, 210); Salomon schreibt das Aufsteigen der Tonalit-Masse des Adamello dem Sinken der

lombardischen Ebene zu und Brögger wäre bereit, das Aufdringen des Drammen-Granit's am Fjord von Kristiania auf ähnliche Weise zu erklären.[45]

Deutlicher tritt schon durch die grosse Seltenheit oder den Mangel an Contactmineralien die passive Bewegung bei den örtlichen Anschwellungen von Lagergängen hervor, die Gilbert Laccolithen genannt hat (I, 195). Auf diese soll noch einmal zurückgekommen werden, weil diesem Ausdrucke nicht selten eine viel zu weite Fassung gegeben wird und solche Formen sogar als active Elemente in der Bildung der Gebirgsketten angesehen werden.

Daly hat die Definitionen gesammelt und es kann kein Zweifel über die Bedeutung des Namens Laccolith bleiben. . . . „Der erste Schritt", sagt Gilbert, „zu seiner Bildung ist das Eindringen einer dünnen Schicht von Lava längs einer Schichtfuge, welche nach dem Princip der hydraulischen Presse sich ausbreitet, bis seine Area der Deformation der bedeckenden Schichten entspricht. . . . Sobald die Lava im Stande ist, die Schichten aufzuwölben, thut sie es und aus der Lage wird ein Laccolith. . . ."[46]

Ein bezeichnendes Merkmal bleibt, dass er zwar sein Dach aufwölbt, aber seine Unterlage unverändert lässt. Höchstens mag diese, wahrscheinlich durch sein Gewicht, leicht concav werden, und dann ist der Querschnitt linsenförmig. Hieraus ergibt sich, dass ein Laccolith wohl eine örtliche Aufblähung, aber niemals eine Gebirgskette hervorzubringen vermag.

Whitman Cross hat lehrreiche Einzelheiten aus Colorado, Utah und Arizona gebracht, so z. B. ein zuweilen eintretendes Durchschneiden der Fugen unter einem spitzen Winkel, ferner die wahrscheinliche Erleichterung durch tektonische Vorgänge, z. B. dort, wo die Schichten im Begriffe stehen, sich zu falten, dann die Uebereinstimmung des Gesteins aller Laccolithen, den Mangel an Bläschen und an Contact-Mineralien u. A.

Weed schildert an der nördlichen Peripherie der Little Belt Mts. nicht weniger als 15 solche Körper und jeder derselben endet steil in der Richtung der Ebene.[47]

Diese seitliche Auspressung von minder heissem Magma ist eines der deutlichsten Beispiele des Verhaltens geschmolzener Massen während tektonischer Vorgänge.

Die aufwölbende Kraft der americanischen Laccolithen ist in idealisirten Profilen öfters zu hoch veranschlagt worden, weil man, wie bereits gesagt wurde, die Belastung überschätzt hat, die zur Bildung holokrystalliner Gesteine erforderlich ist.[48]

Die grünen Gesteine. Unter diesem Namen, der den „pietre verdi" italienischer Fachgenossen entspricht, sind hier ni- und crofesimische Lagergänge angeführt worden, die in ausserordentlich grosser Verbreitung vielen gefalteten Gebirgen eingeschaltet sind. Sie bilden nie die Axe eines Gebirges und kaum je könnte man einen simischen Batholithen mit einiger Berechtigung als ihren muthmaasslichen Ausgangspunkt nennen. Sie kommen als caledonische Einschaltungen, in den vorpermischen Altaiden und in den jüngsten Gebirgen vor und ihre Injection reicht gewiss stellenweise bis in die mittlere Tertiärzeit herauf. Sie sind sehr oft von Nickel und Chrom, an manchen Stellen auch von Platin, Gold, Awaruit und dem ganzen abyssischem Gefolge begleitet.

In den Pyrenäen trennt Lacroix die Lherzolithe (Peridotit mit Diopsid, Bronzit und Spinell) von den Ophiten (Labrador-Diabas oder andesitischer Diabas). In einzelnen, nicht häufigen Fällen sind sie von salischen Lagergängen begleitet. Stoliczka verzeichnet in den cretacischen Kalkwänden von Afghanistan salische und simische Injectionen. J. H. L. Vogt berichtet aus N. Norwegen, dass die ausserordentliche Länge der Lagergänge auf Gleichzeitigkeit mit der Faltung hinweise. Hier bestehen sie aus Gabbro, aber auch aus einem weissen Granit und aus Uebergängen, wie Adamellit u. A. Die Granite sind in der Regel gepresst, während einzelne Vorkommnisse von Gabbro es nicht sind.[49]

Sie zeigen durchaus nicht immer, aber zuweilen, vulcanischen Contact, so sind z. B. die mesozoischen Serpentine in den rumänischen Karpathen von Hornfels begleitet und enthalten Einschlüsse von Granat und Vesuvian (III, *b*, 18).[50]

Sie trennen sich scharf von gewöhnlichen basaltischen Vorkommnissen. Am Aussenrande des taurischen Gebirges, am Kurden-Gebirge und bis Antiochia treten postcretacische grüne Gesteine auf, namentlich Olivin-Gabbro und Serpentin. Sie wiederholen sich, dem Aussenrande des Gebirges entsprechend, in Cypern. Zugleich setzen im Vorlande vom Todten Meere her die africanischen Brüche gegen N. fort; diese sind von Basalt begleitet

und es wird berichtet, dass sie bis in die Nähe von Marasch weit innerhalb des Faltengebirges vordringen (III, *a*, 314).

In den äusseren Ketten jüngerer Faltengebirge erscheinen die grünen Gesteine als lange Züge, so insbesondere im burmanischen Bogen; hieher gehören die Serpentin-Züge von Arrakan. Die Serpentine von Guatemala und Cuba und viele andere Beispiele wären anzuführen.

Besonders oft treten sie mit Radiolarien-Gestein auf, so in einem Theile der lepontinischen Decken der Alpen und in den Pieninen, insbesondere aber in den californischen Coast-Ranges; Ransome meint, dass in dieser Verbindung Glaukophan gebildet wird.[51]

Diese grünen Gesteine treten nie in das Vorland hinaus. Im östlichen Theile der Appalachien (Piedmont) streicht eine mächtige Zone von Gabbro und Serpentin vom Staate New-York bis Virginien. Weit im Westen, ausserhalb der Appalachien, erscheinen allerdings in grosser Entfernung von einander einige merkwürdige, vereinzelte simische Gänge, aber diese sind, so weit das Alter überhaupt bekannt ist, jünger als die Appalachien und erinnern in einzelnen Fällen weit mehr an die südafricanischen Diamantvorkommnisse.[52]

In einer inhaltsreichen Schrift hat G. Steinmann diese grünen Gesteine mit Tiefsee-Bildungen in Verbindung gebracht und angenommen, dass „in den grossen Meerestiefen sich magmatische Massen von extremer Basicität sammeln," während unter den Festlandssockeln saurere Magmen emporsteigen.[53]

Diese Ansicht wird auf zahlreiche Fälle der Vereinigung von Radiolarien-Gestein mit diesen grünen Gesteinen gegründet.

Alle diese Fälle sind gut beglaubigt. Auch treten in der That schwere simische Gesteine nicht selten aus dem Meere hervor. Basalte liegen wahrscheinlich unter einem Theile des N. Atlantischen Ocean's, und Gabbro tritt in O. Island auf.[54] Die Insel S. Paul in der Mitte des Atlantischen Ocean's (0° 58′ n. Br., 29° 15′ w. L.) ist Peridotit, spec. Gew. 3·287, mit dunkeln Bändern eines Gemenges von Olivinkörnern und Chromeisen.[55] Hawaii besteht aus schweren simischen Felsarten und nirgends dürfte die Entwicklung der grünen Gesteine so bedeutend sein wie in Neu-Caledonien und Neu-Seeland.

Auch dürfte für die meisten der angeführten Fälle ange-

nommen werden, dass die Radiolarien wirklich tiefe See anzeigen. Was über die Vortiefe der N. Antillen und über die Radiolarien-Gesteine von Barbados gesagt wurde, stimmt hiemit völlig überein. In den Alpen kommt z. B. in Wähner's Profilen des Sonnwend-Gebirges die Begleitung von Aptychen-Kalk hinzu und die Thatsache, dass die kalkige Basis der Haifischzähne gelöst und entfernt ist. Es folgt allerdings, dass die Tethys an vielen Stellen der heutigen Alpen und auch bis in die Wurzelregion der lepontinischen Decken kaum weniger als 4000 M. tief gewesen ist.

Wo aber die gefalteten Gebirge nicht in tiefer See gebildet sind, treten dennoch die grünen Gesteine auf. Das ist besonders auffallend in den Pyrenäen, wo im Westen, N. von der Ebene von Mauléon, die äussere Gestalt des Gebirges völlig verloren geht, Trias nur durch Gypse vertreten, die ganze Serie sehr lückenhaft und von geringer Mächtigkeit, aber dennoch dislocirt und bis gegen Dax von Ophit begleitet ist (III, *b*, 265). Die grünen Gesteine sind hier an Dislocationen, aber nicht an Tiefsee gebunden.

Die grünen Gesteine sind Lagergänge in dislocirtem Gebirge, die bald den Schichtfugen und bald den Bewegungsflächen folgen.[56] Der letztere Fall zeigt sich z. B. am Fenster des Paring und an jenem des Inn, aber im letzteren bleibt doch die Möglichkeit, dass sie als eine bereits erstarrte Injection herbeigetragen seien. Dieser Zweifel bleibt nicht an der grossen Bewegungsfläche, auf der tibetanische Schollen über Theile des Himálaya getragen sind; sie verdient aus diesem Grunde nähere Betrachtung.

Zu wiederholten Malen ist hier die Kette von eocänen und vielleicht miocänen Schichten erwähnt worden, die über 300 Kilom. lang und stellenweise bis 30 Kilom. breit, im Stok (S. von Leh) 6400 M. hoch den oberen Indus begleitet.

Die tertiären Schichten legen sich nach Lydekker an ihrer NO.-Seite normal und öfters auffallend flach unmittelbar auf den Gneiss und Syenit von Ladákh. Ihre SW.-Seite ist an jedem der beiden Enden von zwei langen, bis 16 Kilom. breiten Zügen von simischem Gestein begleitet. Beide, tertiäre Sedimente und simische Gesteine, enden gegen SW. mit Bruch gegen Carbon und Gneiss der Kette von Zanskár.

Basalte und Aschen treten auf, die Eruption anzeigen, und aus dem Puga-Thale (N. vom See Tsomoriri) beschreibt Mc. Mahon holokristallinen Peridot, Gabbro und Serpentin. Diese bilden einen Theil der eruptiven Zone und finden sich in ihr auch im Südosten bei Hanle (Rupshu) und im Markha-Thale (S. von Leh).[57]

Nun versetzen wir uns um weitere 300 Kilom. im Streichen des Gebirges gegen SO. und betrachten wir Griesbach's Karte der Wasserscheide zwischen Indus und Sutledj und Krafft's Karte der dieser Wasserscheide naheliegenden Höhen von Balchdura und Kiogarh, in welche letztere Karte auch die Ergebnisse von Griesbach und Diener aufgenommen sind.[58] (III, 353, Fig. 15.)

Wer sich von SW. dieser Wasserscheide nähert, sieht vor sich den grossen südwärts blickenden Schichtenkopf des Silakank (I, 562, Fig. 46), welcher die gesammte Serie von Spiti vom Silur bis zum cretacischen Flysch (Sandstein von Gieumal) enthüllt. Diese Serie, einige tausend Meter mächtig, bildet die Unterlage des Hochlandes von Hundés.

Griesbach, über den Niti-Pass (ganz nahe N. vom Silakank) nach Hundés eintretend, traf ausser Flysch mit Inoceramen auch ein verändertes Gestein mit Nummuliten, das er der erwähnten eocänen Zone des oberen Indus gleichstellte. Hundés ist von tertiären Ablagerungen bedeckt, in die der Sutledj sein Bett gegraben hat.[59] Weiter gegen SO., auf dem Balchdura-Passe, traf er basische Eruptiv-Gesteine, die er ebenso sofort der grossen Masse ähnlicher Felsarten zurechnete, welche Strachey am See Manasarowar traf und welche als die Fortsetzung jener am oberen Indus gelten.[60]

Balchdura-Pass ist einer der Punkte, an welchen die fremden tibetanischen Deckschollen über dem Flysch und der Serie des Himálaya liegen. Die besondere Aehnlichkeit ihrer Facies mit einzelnen ostalpinen Stufen in Trias und Lias hat Diener nachgewiesen.[61]

Durch Krafft ist festgestellt, dass hier über dem Flysch, in den keine Gänge hinabreichen, die eruptiven Felsarten folgen, stellenweise erfüllt mit hunderten der tibetanischen Blöcke. In einzelne Blöcke sind feine Gänge eingedrungen und haben den Kalkstein marmorisirt. Auf einzelnen der Kiogarh-Höhen tritt das Eruptiv-Gestein so sehr zurück, dass man sie als Kalkfelsen

ansehen kann. Die ersteren sind zumeist sehr veränderte Andesite oder Diabase; auf Balchdura wurde auch Serpentin mit Chromit gefunden.

Mit Recht sagt Krafft, die Quelle dieser Gesteine müsse gegen N. oder NO. liegen, denn hier gebe es in der Unterlage keine Gänge. Nach derselben Richtung liegt auch die muthmaassliche Heimath der fremden Blöcke.

Diese Erfahrungen lehren, dass die Verfrachtung der tibetanischen Schollen und das Hervortreten der simischen Gesteine zur gleichen Zeit eingetreten sind.

Wenn die simischen Felsarten von Balchdura und Kiogarh in der That als die Fortsetzung jener des See's von Manasarowar angesehen werden dürfen, gelangt man zu dem folgenden muthmaasslichen Ergebnisse.

Von Kargil am Indus an ist durch etwa 600 Kilom. im Streichen des Gebirges eine tertiäre Einschaltung vorhanden, durch lange Strecken begleitet von crofesimischen, auch von andesitischen und basaltischen Felsarten, stellenweise von Aschen. Diese letzteren weisen auf eine einstige, im Streichen des Gebirges liegende Zone von Vulcanen. —

Hochstetter erkannte bereits, dass die nifesimischen Gesteine Neu-Seeland's einen mächtigen Lagergang bilden. In den Hochgebirgen O. von Hokitita sind sie nach Mackintosh Bell und Fraser sehr wahrscheinlich auf Linien der Schwäche an der Basis monoclinaler Falten eingedrungen.[62] Dass aber diese Lagergänge primäre, selbstständige Zufuhrstrassen aus magmatischen Tiefen seien, ist hier kaum unmittelbar erweisbar, sobald man das abyssische nifesimische Gefolge, wie Awaruit, Nickelerze u. s. w. nicht an sich als einen ausreichenden Beweis gelten lassen will.

Balchdura stellt den Rand einer Bewegungsfläche erster Ordnung dar, an welcher sedimentäre Serien von abweichender Facies sich überlagern. Eine solche ist am Südrande der Alpen die Sohle der Dinariden. Auch an dieser erscheinen Intrusionen. Sie liegen bald an der Grenze, bald nördlich und bald südlich von dieser. Auf die Beziehungen der einzelnen Vorkommnisse, nämlich der grünen Gesteine von Ivrea, der Tonalit-Zone und der steirischen Andesite zu einander wurde bereits hingewiesen. (III, b, 148.) Lacroix hat vermuthet, dass die grünen Gesteine

der Pyrenäen aus der Randfacies granitischer Batholithen stammen. Hienach wären sie Abscheidungen aus gemengtem Magma, etwa wie die Basis von Sudbury, und vielleicht wird man einmal die Frage aufwerfen, ob der Hauptzug von Ivrea mit seinen Nickelerzen und Peridotit nicht das natürliche Liegende der Diorite ist. Er sendet seine grünen Lagergänge nur in die Alpen, nicht in die Dinariden.

Sobald es sich aber um die Ermittlung einer Zufahrtstrasse handelt, darf nicht übersehen werden, dass thatsächliche Ueberlagerung von Dinariden auf Alpen, wie sie wohl zu erwarten wäre, nur an einer beschränkten Stelle wirklich erhalten ist, dass lange Strecken nur heftige Anpressung oder Bruch zeigen, dass in Kärnthen der Tonalit-Zug durch mehr als 40 Kilom. von einem schmalen, jüngeren Zuge von Granitit begleitet ist, den ein schmaler Zug von hochverändertem Schiefer vom Tonalit abtrennt, ferner dass der Tonalit streckenweise durch spätere Veränderungen in Gneiss umgewandelt ist und daß mit einem Worte an dieser Verfrachtungslinie erster Ordnung auch weitere tektonische Vorgänge von anderer Art eingetreten sein müssen. An der Drau und der Gail stellt sich geradezu ein langes Senkungsfeld in den Alpen ein.

Sowohl die Aschen und Laven vom Tsomoriri, wie die südsteirischen Andesite weisen auf Vulcane. Bei Erörterung des Auftretens thätiger Vulcane werden diese Umstände in Betracht kommen.[63]

# Anmerkungen zu Abschnitt XXIV: Die Tiefen.

1 Einzelheiten in d. Beschaffenheit einig. Himmelskörper; Sitzungsber. Akad. Wien, 1907, CXVI, Abth. I, S. 1555—1561. Bekanntlich ruht die Ansicht von dem kosmischen Ursprunge der Meteoriten auf der grossen Geschwindigkeit, mit welcher sie in die Atmosphäre eintreten, aber die Beobachtung unterliegt so vielen Schwierigkeiten, dass die hervorragendsten Fachmänner für einzelne Fälle zu hyperbolischen, für andere zu elliptischen Bahnen gelangt sind. Die Thatsache, dass man die Hunderte von bekannten Meteoriten in eine geringe Anzahl von Gruppen (drei bis fünf oder sechs) zu theilen vermag, ja dass überhaupt eine petrographische Classification möglich ist, bleibt ein entscheidender Grund gegen kosmischen Ursprung. Bald nach dem Erscheinen dieser Schrift hat G. Tschermak eine überaus inhaltsreiche Studie veröffentlicht, derzufolge Meteoriten von gleicher Beschaffenheit in Perioden von einem Jahre oder unter regelmässiger Verschiebung des jährlichen Falltages zur Erde gelangen (z. B. 6 Fälle von Eukriten unter regelmässigem Vorrücken des Knotenpunktes). Damit wird die Frage nach dem kosmischen Ursprunge nicht entschieden, aber eine wichtige neue Richtung der Forschung vorgezeichnet; ders. Ueb. d. Eintreffen gleichartig. Meteore; ebendas. Abth. II a, S. 1407—1441.

2 E. Wiechert, Massenvertheilung im Innern d. Erde; Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, 1897, S. 221—243; ders., Was wissen wir von der Erde unter uns? Deutsche Rundschau, 1907, S. 376—394; R. D. Oldham, Origin of Ocean's, II; Quart. Journ. geol. Soc., 1907, p. 344—350, insb. p. 347.

3 Liversidge, Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, 1902, p. XXIX; solche Vorkommnisse wurden a priori seit langem vermuthet, z. B. Die Zukunft d. Goldes, $8^0$, Wien, 1877, S. 354.

4 A. Inostranzeff, Gestalt des Platins in seinem Muttergestein am Ural; Trudi d. Naturhist. Ges. St. Petersburg; Geol. u. Min. Abth., 1906, XXIII, p. 1—7, u. Comptes rend. Acad. Paris, 1894, CXVIII, p. 264; Vogt, Platingehalt in Norw. Nickelerz; Zeitschr. prakt. Geol., 1902, S. 258—260; D. Day, Ann. Rep. U. S. Geol. Surv., 1898, XIX, 6, p. 268; J. F. Kemp, Geol. Relations and Distrib. of Platinum and assoc. Metals; Bull. U. S. Geol. Surv., 1902, No. 193; 95 pp; R. Beck, Nickelerzlagerstätte v. Sohland; Zeitschr. d. geol. Ges., 1903, S. 296—331, und ders., Struktur d. ural. Platin's; Ber. Ges. Wiss. Leipzig, 1907, LIX, S. 387—396.

5 G. H. F. Ulrich, Discovery, Mode of occurrence and Distrib. of the Nickel-Iron Alloy Awaruite; Quart. Journ. geol. Soc., 1890, XLVI, p. 619—632, Karte; Jamieson (III b, 509, Anm. 4); Am. Journ. Sc., 1905, 4. Ser., XIX, p. 319 und 413—415; Qu. Sella, Compt. rend., 1891, CXII, p. 171.

6 J. H. L. Vogt, Zeitschr. f. prakt. Geol., 1894, S. 887; 1900, S. 233; 1901, S. 10, 180, 289; Norm. Lockyer, Public. of the Solar Phys. Comm. 1907, Spectrosc. Comparis. of Metals present in certain terrestr. and cel. light sources, p. IX; ferner Sitzungsb. Akad. Wien, 1907, CXVI, S. 1555—1561.

7 Solche Olivin-Einschlüsse enthalten fast keinen Nickel, während dieser in irdischen Olivinen sehr verbreitet ist. Daubrée erinnert, dass Ni weniger Affinität für O hat als Fe und schreibt diesem Umstande die Sachlage zu; hierüber auch Farrington, Am. Journ. Geol., 1901, X, p. 397.

8 Joh. Walther, Ueber die Auslese in der Erdgeschichte, $8^0$, Jena, 1895, 36 SS.

9 F. W. Clarke, The relative Abundance of the chemical Elements; Bull. U. S. Geol. Surv., 1891, No. 78, p. 34—42 und ebendas., 1897, No. 148, p. 9—14; J. H. L. Vogt, Ueber die relative Verbreitung der Elemente; Zeitschr. prakt. Geol., 1898, S. 225 u. folg.; auch L. de Launay, La Distribution des Elements chimiques dans l'Ecorce terrest.; Revue gén. des Siences, Paris, 30. Avr. 1904, p. 386—404.

10 A. P. Coleman, The Sudbury Nickel Field; Rep. Bureau of Mines, Toronto, 1905, XIV, 3; 188 pp., Karte; dess., The Sudbury Laccolitic sheet; Am. Journ. of Geol., 1907, XV, p. 759—782, Karte; hiezu auch A. E. Barlow, Origin, geol. Relat. and Compos. of the Nickel and Copper Depos. of the Sudb. Min. Distr.; Rep. geol. Surv. Canada, 1904, XIV, 236 pp., Karten und ebendas., XV, A, p. 254—269.

11 Volle Angabe der älteren Literatur bei E. Reyer, Beitr. z. Physik d. Erupt., $8^0$, Wien, 1877; ausführlich erörtern diesen Gegenstand G. Tschermak, Ueb. d. Vulcanism. als kosm. Erscheinung; Sitzungsb. Akad. Wien, 1877, LXXV, S. 151—176; A. C. Lane, Geol. activity of the Earth's originally absorbed Gases; Bull. Geol. Soc. Am., 1894, V, p. 259—280; van Hise sagt: „In regional extrusions it . . . appears highly probable, that the occluded water has been held by the Magma from the first"; Trans. Wisconsin Acad. Sc., 1898, XI, p. 498, Note; ferner C. Doelter, Physik d. Vulcanism.; Sitzungsb. Akad. Wien, 1903, CXII, S. 681—705, insb. 703; N. S. Shaler meinte die Erklärung im Wassergehalte tiefliegender Sedimente zu finden; dess., Conditions and Effects of the Expulsion of Gases from the Earth.; Proc. Boston Soc. Nat. Hist., 1897, XXVII, p. 89—106.

12 Ueb. heisse Quellen; Verh. Ges. deutsch. Natf. u. Aerzte, Karlsbad, 1902; Allg. Theil, 20 SS.; Leipzig, 1902.

13 R. Delkeskamp, Vadose u. juvenile Kohlensäure; Zeitschr. f. prakt. Geol., 1906, XIV, S. 33—47. Diesen Umstand übersieht auch Gautier, La Genèse des Eaux therm. et ses Rapports avec le Volcanisme; Ann. d. Mines, (1906) 1907, ser. 9, XI, p. 316—375. Den von Gautier (p. 338) in Vergleich gezogenen Gasen der Fumarolen fehlt Cl, vielleicht weil sie nicht von den heissesten waren; der Cl-Gehalt der Quellen wäre schwer aus Granit abzuleiten.

14 Hierüber ausführlich F. Freih. v. Richthofen, Das Meer u. die Kunde vom Meer; Rectorats-Rede, geh. zu Berlin am 3. Aug. 1904, $4^0$, 45 SS.; insb. S. 12 u. folg.

15 K. Sapper, Centralbl. f. Min., 1903, S. 111; eine gute Vergleichung des Pulsirens in Thermen und in Vulcanen gab schon C. F. v. Graefe, Die Gasquellen S.-Italiens u. Deutschlands; $8^0$, Berlin, 1842, S. 35 u. 42.

16 G. v. Rath, Zeitschr. d. geol. Ges., 1871, S. 710; auch Heisse Quellen, S. 6; H. J. Johnston-Lavis, Geol. of M. Somma and M. Vesuvius; Quart. Journ. Geol. Soc., 1884, XL, p. 35—119, insb. p. 90 u. 94.

17 H. Teall, Anniv. Adress; Quart. Journ. geol. Soc., 1901, LVII, p. LXXXII; ein sehr lehrreiches Beispiel gibt Lacroix, Comptes rend., 8. Déc. 1902, p. 1068—1071. Viele Beispiele solcher fractionnierter Krystallisation bei Daly, Am. Journ. Geol., 1908, XVI, p. 401—420.

18 Sapper. Neu. Jahrb. f. Min., 1904, II, S. 17.

19 Sv. Arrhenius, Zur Physik d. Vulcanism.; Geol. Fören. Förh., 1900, XXII, S. 395—420, insb. S. 415; Mc. Mahon, Presid. Adr. Geol. Sect., Brit. Assoc. Belfast, 1902, p. 589—696.

20 Einige Bemerkungen üb. d. Mond; Sitzungsb. Akad. Wien, 1895, CIV, S. 21—54, insb. S. 53.

21 M. Lévy, Contrib. à l'étude du Granite de Flamanville et des Gran. franç. en général; Bull. serv. carte géol., 1893, V, p. 317—357.

22 H. De la Bèche, On the form. of Rocks of S. Wales and SW. Engl., Mem. Geol. Surv. Un. Kingd., 1846, I, p. 1—296, z. B. p. 233 u. 236.

23 K. Dalmer, Die westerzgeb. Granitmassivzone; Zeitschr. f. prakt. Geol., 1900, S. 297—313, Karte.

24 Barrois, Bull. serv. carte géol., 1903, XIII, p. 538 u. folg.

25 Ders., Le Bassin de Ménez-Bélair; Ann. soc. géol. du Nord, 1894, XXII, p. 181 bis 350, u. an and. O.

26 Reg. A. Daly, The Mechanics of Igneous Intrusion; Am. Journ. Sc., 1903, XV, p. 269—298, u. XVI, p. 107—126; auch dess. Geol. of Ascutney Mount., Verm.; Bull. U. S. Geol. Surv., 1903, No. 209, 122 pp., Karte. Ausführliche weitere Literatur-Angaben bei J. J. Sederholm, Om Granit och Gneis etc.; Bull. Comm. Géol. Finlande, No. 23, 1907, 110 pp., Karte.

27 R. Beck, On the Relation betw. Ore Veins and Pegmatites; Trans. geol. Soc. S. Afr., 1905, p. 147—150.

28 z. B. Eng. and Min. Journ., New York, 29. Aug. 1903.

29 Aehnliche Beispiele in R. Beck, Die Contacthöfe d. Gran. u. Syen. im Schiefergebiete d. Elbethalgebirges; Tschermak u. Becke, Min. Petr. Mitth., 1893, XIII, S. 290—342.

30 Einzelheiten bei J. H. L. Vogt, Zeitschr. f. prakt. Geol., 1895, S. 145 u. folg. Viele neuere Beispiele finden sich in den Handbüchern von Beck, de Launay u. Bergeat; auch de Launay, Sur les types régionaux de gîtes métallif.; Comptes rend., 12. Mars, 1900 und ders., Sur la notion de profondeur, appliq. aux gisements Africains, ebendas., 23. Juni 1902.

31 H. Müller, Freiberg. Erzgänge; Erläut. geol. Spec.-Karte v. Sachsen, 1901, S. 140.

32 J. Stěp und F. Becke, Das Vorkommen d. Urànpecherzes in St. Joachimsthal; Sitzungsb. Akad. Wien, 1904, CXIII, S. 585—618, insb. S. 614. Die Seehöhe der Zinnlager ist etwa 1050 M.; von Werner-Schacht (Seeh. 917·7 M.) 302·5 M. unter Tagkranz (Seeh. 615·2 M., Danieli-Stollen) bis zur grössten, heute zugänglichen Tiefe (Seeh. 502 M.) herrschen fast ausschliesslich Uranerze. Dalmer (Zeitschr. f. prakt. Geol., 1900) vermuthet bereits subgranitische Thermen im Gegensatze zu den Fluor-Fumarolen des Zinn's.

33 W. C. Brögger, Die Miner. d. S. Norweg. Granit-Pegmatit-Gänge. I, Niobate, Tantalate, Titanate u. Titanoniobate; Kristiania Vidensk. Selsk. Skrift, 1906, No. 6, 159 SS.

34 J. Barrell, Geol. of the Marysville Mining Distr., Mont.; U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., No. 57, 1907, 174 pp., Karten, insb. p. 158.

35 F. Becke, Verh. geol. Reichsanst., 1900, S. 351—353; J. B. Wiesbauer, Theralith im Duppauer Gebirge; Sitzungsb. Ver. Lotos in Prag, 1901, Neue Folge, XXI, S. 62—69; J. E. Hibsch, Das körnige Gestein von Rongstock; Tscherm. Min. Mitth. 1895, XV, S. 487—489; ders., Sodalith-Augit-Syenit im böhm. Mittelgeb. u. d. Beziehungen zum Essexit; ebendas., 1902, XXI, S. 157—170 u. an and. O. Der Essexit von Rongstock und der Sodalith-Augit-Syenit von Gross-Prießen sind zu Tage sichtbar.

36 F. Graeff und R. Brauns, Zur Kenntn. des Vorkommens körniger Eruptiv-Gesteine bei Cingolina in d. Euganeen bei Padua; Neu. Jahrb. f. Min., 1893, I, S. 123—133.

37 W. H. Weed, Geol. and Ore Depos. of the Elkhorn Min. Distr., Jefferson Cty., Mont. with a Petrogr. Append. by Jos. Barrell; U. S. Geol. Surv. Ann. Rep., 1901, XXII, 2, p. 399—549, Karten; insb. p. 451 u. Barrell am ang. O. Prof. Pap., No. 57.

38 G. A. F. Molengraaff, Géol. de la Républ. S. Africaine; Bull. soc. géol., 1901, 4, sér., I, p. 13—105, Karte; F. H. Hatch, Geol. of the Marico Distr.; Trans. geol. Soc. S. Afr., 1904, VII; 6 pp., Karte, auch Kynaston, ebendas., 1905, VIII, p. 56—62. u. And.; H. Merensky, Neue Zinnerzwerke in Transvaal; Zeitschr. f. prakt. Geol., 1904, XII, S. 409; A. L. Hall, Geol. Notes on the Bushveld Tin Area; Trans. geol. Soc. S. Afr., 1905, VIII, p. 47—55 u. And.

39 A. Lacroix, La M. Pelée après ses Eruptions; $4^0$, Paris, 1908, p. 69 u. an and. O.

40 Washington, Bull. Am. geol. Soc., 1900, XI, p. 389 u. folg.

41 „True batholiths of gabbro are uncommon, perhaps because batholitic intrusion is always dependent on assimilation". R. A. Daly, Differentiation of a Second. Magma through Gravitat. Adjustment; Festschrift F. H. Rosenbusch; $8^0$, Stuttgart, 1906, S. 233; auch dess. Geol. Ascutney Mount.; Bull. U. S. Geol. Surv., No. 209, 1903, p. 110 u. folg. Es soll nicht geleugnet werden, dass in dieser Zone auch spätere Umlagerungen aus Lösung stattgefunden haben; der Garnierit von Neu-Caledonien ist ein Beispiel und andere bringt Foullon (Jahrb. geol. Reichsanst., 1892, XLII, S. 223—310). Sie scheinen nach R. Beck sogar bei Platin vorzukommen.

42 Rogers and Du Toit, Geol. Surv. of Parts of Ceres etc. Geol. Comm. Cape of G. Hope, Ann. Rep. (1903) 1904, IX, p. 17.

43 Beispiele solcher Gänge z. B. bei J. F. Newsome, Clastic Dikes; Bull. geol. Soc. Am., 1903, XIV, p. 227—268.

44 G. H. Eldridge, The Asphalt and Bitum. Rock Depos. of the U. S.; Ann. Rep., 1901, XX, 1, p. 209—452, Karten; insb. p. 343.

45 Salomon, Sitzungsb. Akad. Berlin, 1901, S. 743—747; Brögger, Eruptivgest. d. Kristianiageb., 1895, II, S. 116 u. folg.

46 R. A. Daly, Classific. of Igneous Intrusive Bodies; Am. Journ. Geol., 1905, XIII, p. 485—508; insb. p. 493.

47 Whitm. Cross, The Laccol. Mountain Group of Colorado, Utah and Arizona; U. S. Geol. Surv. Ann. Rep. 1895, XIV, 2, p. 157—241; Weed, ebendas., XX. 3, p. 394. Für die Art des Contactes bei Laccolithen M. Lévy, Porph. bleu de l'Esterel; Bull. soc. géol., 1896, 3. sér., XXIV, p. 123—138.

48 Lacroix, am ang. O., vgl. Anm. 39.

49 J. H. L. Vogt, Söndre Helgeland; Norg. geol. Unders. 1900, No. 29; 175 pp., Karten; insb. p. 3 (Note) u. 159; C. F. Kolderup, Die Labradorfels. d. W. Norweg.; Bergens Mus. Aarb. 1903, No. 12; 129 SS., Karte; insb. S. 92, 126 u. an and. O. Sehr lehrreiche Erörterung dieser Fragen auch in Sjögren's Schrift über Sulitelma und in Holmquist, Profil nach Kvikkjok (Sv. Geol. För., 1896, XVIII u. 1900, XXII).

50 L. Mrazec, Sur les schistes crist. des Carpathes mérid; Congr. géol. intern. Compte Rend., IX. Congr. géol. Vienne, 1903, p. 631—648, Karte; insb. S. 638, 639.

51 F. L. Ransome, The Geol. of Angel Island; with a Note on Radiol. Chert. etc. by G. J. Hinde; Univ. of Californ. Bull. Dep. Geol., 1894, I, p. 193—240, Karte. So regelmässig pflegt die Schichtung der Radiolarien-Gesteine zu sein, dass Lawson und Palache einen Rhythmus annehmen; ebendas., 1902, II, No. 12 (The Berkeley Hills) p. 354 u. folg. Eine Uebersicht der Vorkommnisse aus der Peripherie des asiatischen Baues gibt F. Sacco, Les Format. ophitifères du Cretacé; Bull. Soc. belge de géol., 1905, XIX, p. 247—266.

52 Diller, Peridotite of Elliot Cty, Kent.; U. S. Geol. Surv. Bull., No. 38, 1887, 31 pp., hat schon p. 23 die Verwandtschaft mit S. Africa erkannt; Kemp u. Ross führen folgende Vorkommnisse an: 1. drei Gänge von Mellilith-Basalt und Serpentin, davon einer bei Syrakus, einer weit O. davon und einer 400 Kilom. SW. von dieser Stadt. — 2. SW. Pennsylvanien, 320 Kilom. von der letzten Stelle, 2 Gänge von Peridotit neben einander, mit Pyrop und Ilmenit, erinnernd an Diamantvorkommnisse; — 3. 440 Kilom. W. von 2. ein mächtiger Gang von Glimmer-Peridotit und — 4. 480 Kilom. SW. von 3., bei Pike City, Ark. noch ein solcher Gang, der jünger sein soll als Kreide. — 2 verwandelt die Kohle in Cokes auf 50 Fuss und ist jünger als Perm. — Annals N. York Acad. Sc., 1907, XVII, p. 509—518.

53 G. Steinmann, Die geol. Bedeutung d. Tiefseebildungen u. d. ophiolith. Eruptiva; Geol. Beob. in d. Alpen, II; Ber. naturf. Ges. Freiburg, 1905, XVI, S. 44—65.

54 Thoroddsen, Island; Peterm. Mitth., Erg.-Heft No. 153; 1906, S. 264—265.

55 A. Renard, Rep. on the Petrol. of the Rocks of St. Paul; Challenger, Narrative, II; 29 pp. Das Gestein wird zunächst dem Peridotit vom Ultenthal (Tyrol) verglichen.

56 Sur la nature des charriages; Comptes rend., 7. Nov. 1904.

57 R. Lydekker, Geol. of the Káshmír and Chamba Territ.; Mem. Geol. Surv. Ind., 1883, XXII, p. 99—121; C. A. Mc Mahon, Petrol. Notes on some Peridotites etc.; ebendas., 1901, XXXI, p. 303—329.

58 Griesbach, Geol. centr. Himal.; Mem. geol. Surv. Ind., 1891, XXIII, 232 pp., Karten; A. v. Krafft, Notes on the „Exotic Blocks" of Malla Johar in the Bhot Mount. of Kumaon; ebendas. 1902, XXXII, p. 127—183; Pl. 14.

59 Griesbach, am ang. O., p. 83, 130, 155.

60 Vgl. Oldham, Manual Geol. Ind., 2. ed., 1893, p. 348, Balchdura-Pass dacht gegen NO. zum Sutledj ab; die Entfernung ist nur etwa 23 Kilom.; die Entfernung des See's von der muthmaasslichen Fortsetzung des Streichens dürfte (nach Griesbach's Karte) auch nicht viel grösser sein.

61 K. Diener, Die Faunen der tibetan. Klippen von Malla Johar (Zentr. Himal.); Sitzungsb. Akad. Wien, 1907, CXVI, S. 693—614.

62 J. Mackint. Bell and C. Fraser, Geol. of the Hokitika Sheet etc.; N. Zeal. Geol. Surv., New Ser., Bull., No. 1, 1906, 101 pp., Karten; insb. p. 68.

63 Bei allen Angaben über das specifische Gewicht begegnet man hier, wie in den beiden folgenden Abschnitten, einer eigenthümlichen Schwierigkeit. Sal ist mit 2·7 angegeben (S. 628), während viele Schriften 2·8 nennen als Durchschnitt zahlreicher Messungen. Da aber die Sammlungen in der Regel wenig Proben von einförmigem, weitverbreitetem Gneiss, dagegen viele von den mannigfaltigen Ganggesteinen, Einschlüssen u. s. w. enthalten, meine ich, dass 2·8 zu hoch ist. Aus einem ähnlichen Grunde mag für den Peridotit von S. Paul (S. 645) 3.287 richtig sein, aber für die hier vorliegenden allgemeinen Fragen käme auch das begleitende Chromeisen in Betracht.

# FUENFUNDZWANZIGSTER ABSCHNITT.

## Hervortreten und Anordnung der Vulcane.

Phreatische Explosionen. — Verbindung mit Gängen. — Südafricanische Schlote. — Vertheilung der Vulcane. — Vulcanische Linien. — Atlantische und pacifische Laven.

Phreatische Explosionen. Wenn juveniler Wasserstoff mit einer unbegrenzten Menge vadosen Wassers zusammentrifft, entsteht das Schauspiel, welches Krakatao im J. 1883 geboten hat. Bei Erwähnung der grossen Zerstäubung, die der Bildung des M. Nuovo voranging, führt Johnston Lavis die Möglichkeit an, dass der erste Ausbruch gesteigert wird, wenn die aufsteigende Gluth einer wasserführenden Schicht begegnet.[1] Hier mag es das phreatische Wasser in der Nähe des Meeres gewesen sein, wenn aber phreatisches Wasser in die Spalten eines Kalkgebirges eingeengt ist, zertrümmert die Explosion den Kalkstein und sucht sie Entlastung in Schusscanälen (Diatrèmes Daubrée). So mögen die Millionen kleiner eckiger Trümmer von Appenninen-Kalk im Tuff des Albaner-Gebirges und ebenso auch die flussspathführenden Volcanetti entstanden sein, welche Scacchi rings am Rande des mittelitalienischen Einbruches entdeckt hat, von Mondragone, N. vom unteren Volturno, über Caserta bis zum Nordrande der Halbinsel von Sorrent. Scacchi meint, dass sie alle später Entstehung sind und kurzlebig waren.[2]

Das fast kreisförmige Ries bei Nördlingen wurde hier für ein Einbruchsfeld gehalten (I, 259). Branco hat dann aus der näheren Umgebung mehr als ein Hundert tufferfüllter Schusscanäle (Hälse, Vulcan-Embryonen) beschrieben. Weitere Vergleiche haben mich gelehrt, dass das Ries durch eine phreatische

Explosion an der Basis des Jurakalkes erzeugt worden ist.[3] Sedimentäre und theilweise granitische Schollen sind über die Umfassung hinausgeschoben worden, bezeichnend ist jedoch die Erhaltung der granitischen Basis in der Mitte. Die völlige Zertrümmerung (Vergriesung) des Jurakalkes ist dieselbe Erscheinung wie die Zertrümmerung des Appenninkalkes. Auch von den Kalkblöcken, welche innerhalb der Volcanetti liegen, wird gesagt, dass sie unter dem Schlage des Hammers in Stückchen zerfallen.[4]

Dieselbe Erklärung gilt wohl auch für die von A. Geikie in meisterhafter Weise beschriebenen Schusscanäle des östlichen Fife.[5]

Die Halbinsel zwischen dem Firth of Tay und dem Firth of Forth besteht im Norden, S. von Dundee, aus Altem Rothem Sandstein und im Süden aus wohl 7—8000 Fuss mächtigem Carbon mit wiederholten Gängen und Einschaltungen von Dolerit. Im Gebiete des Carbon, in einer 13—16 Kilom. breiten Zone, die von der S. Andrews-Bay gegen SSW. zur Largo-Bay zieht, erscheinen etwa 80 Necks oder Ausbruchsröhren. Nur eine liegt noch westlich ausserhalb des Carbon. Sie sind mit einem aus der Zerstäubung einer basischen Lava hervorgegangenen Tuff erfüllt, bis auf Einzelne, die leer geblieben zu sein scheinen und nur Schutt enthalten. Die Profile am Meere zeigen, dass sie unabhängig von den Verwerfungen und der Schichtstellung des Carbon sind und dass jede sich einen mehr oder minder cylindrischen Raum ausgebohrt hat. Ihre Durchmesser schwanken zwischen 9 M. und etwa 800 M. Lose, zuweilen etwas gerundete und corrodirte Krystalle von Orthoklas, in einem Falle bis zwei Pfund schwer, ferner Hornblende, Augit, Pyrop und viel Quarzsand liegen im Tuff. Um so auffallender ist der von Geikie betonte Umstand, dass neben den unzähligen Splittern von Carbon nie eine Spur des unterliegenden Alten Rothen Sandstein's oder der noch tieferen Sedimente getroffen wurde. „Es muss," sagt Geikie, „zugestanden werden, dass aus der Beschaffenheit des Inhaltes der Schlote kein Argument zu Gunsten eines tiefgelegenen Ursprunges der Eruptionen gezogen werden kann."

Wir möchten diesen Ursprung in einer phreatischen Schicht an der Grenze des Alten Rothen Sandstein's und des Carbon suchen.

Verbindung mit Gängen. Wo es möglich ist, sich den tieferen Zuführungsstrassen zu nähern, gelangt man in der Regel zu Spalten. Als ein einfaches Beispiel mag Dutton's Darstellung eines Landstriches zwischen dem Rio S. José und dem Puerco, nahe dem SO.-Rande des Colorado-Plateau, dienen.[6]

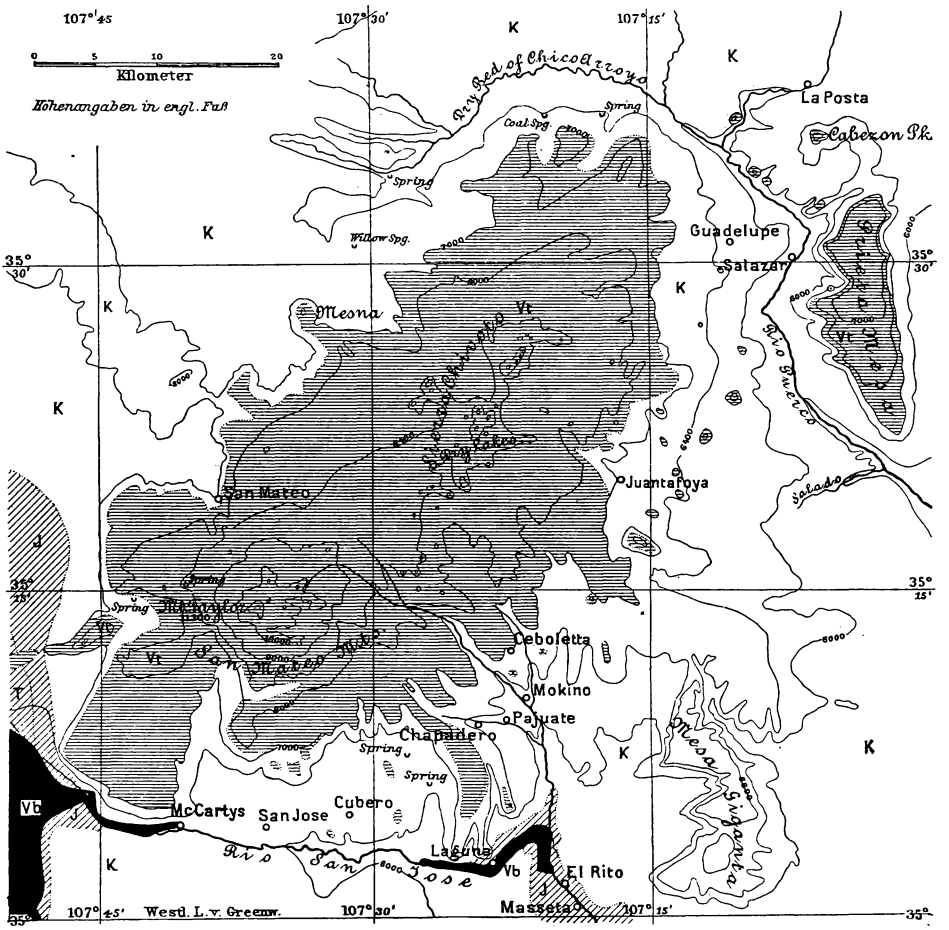



Fig. 50. Mesa des M. Taylor und Mesa Prieta (nach Dutton).
*T* = Trias; *J* = Jura; *K* = Kreide; *Vt* = tertiäres Eruptiv-Gestein; *Vb* (schwarz) = recenter Basalt.

Ein andesitischer Kegel, Mt. Taylor (3471 M.), überragt die ihn umgebende vulcanische Mesa (2500 M.). Diese ist steil umgrenzt gegen eine Ebene von horizontalen cretacischen Schichten. Im Norden endet die Mesa an einer 19 Kilom. breiten, um 250 bis 450 M. tiefer liegenden Niederung, durch die der Puerco fliesst und jenseits des Flusses liegt die Mesa Prieta, die einstige Fortsetzung der Mesa des Mt. Taylor (Fig. 50).

Ueber diese beiden vulcanischen Tafeln ragen zerstreut 100

bis 200 Hälse empor, die ebenso viele Ausbruchstellen anzeigen. Der Puerco hat zwischen beiden Tafeln nicht nur die vulcanischen Decken, sondern stellenweise auch über 300 M. der mürben Kreide abgetragen, so dass das Aufsteigen der Schlote sichtbar wird. Auf den ersten Blick scheint ihr Querschnitt kreisförmig; das gilt aber nur für die höheren Theile. Gegen unten findet seitliche Verlängerung statt. „Die längere Axe," sagt Dutton, „ist oft nach rechts und links in Gänge fortgesetzt, welche weit von der Ausbruchstelle fortstreichen."

Zahlreiche ähnliche Beispiele der Entblössung eines Gangnetzes unter effusiven Massen liessen sich anführen. Hier sollen solche aufgesucht werden, bei denen active Wirksamkeit der Gase und Nebenumstände dieser Wirksamkeit sichtbar sind.

Seit dem J. 1874 hatte sich durch etwa 20 Jahre unter wiederholten Eruptionen eine lange Spalte quer über den Krater und den ganzen höheren Theil des Aetna geöffnet (I, 111, 232) und schon im J. 1883 bemerkte Silvestri, wie bei weiterer Eröffnung der Kluft mehr Gase entwichen und die anderweitige Thätigkeit des Berges durch Entlastung abgeschwächt wurde.[7]

In den Steinkohlen-Gruben von Ostrau hat man in tieferen Horizonten eine ganze Anzahl steil aufsteigender, ziemlich paralleler Basaltgänge angetroffen, die in höheren Horizonten überfahren wurden, ohne dass man sie begegnet hätte. Nur an einer Stelle, bei Polnisch-Ostrau, erreicht ein solcher Gang, durch tertiären Meeressand aufsteigend, die heutige Oberfläche. Die basaltische Injection ist in den Gängen viele Tausende von Metern emporgestiegen, hat noch, wenn auch nur bis auf mässige Breite, die Flötze in Cokes verwandelt und hat dann ein oder zwei Hundert Meter unter der heutigen Oberfläche gestockt.[8]

A. Geikie hat beschrieben, wie der Cleveland-Dyke in Schottland auf eine längere Strecke ziemlich nahe unter der Oberfläche des Tages bleibt und wie es streckenweise den Anschein gewinnt, als würde sein unterirdischer Kopf den Unregelmässigkeiten der Oberfläche folgen, nachdem er doch aus Tiefen aufgestiegen ist, von welchen die Mächtigkeit der Sedimente allein 5000 M. beträgt. Bald erfolgt allmähliges Auskeilen gegen oben, so dass der Gang in der Tiefe 24 M. und um 100 M. höher nur 6 M. misst und dann in einen Keil ausgeht, bald tritt plötzlich ein stumpfes Ende ein[9] (Fig. 51).

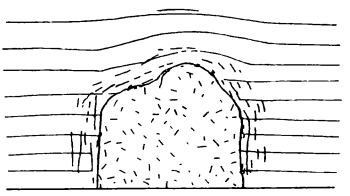


Fig. 51.
Ende eines Basalt-Ganges (nach Teall).

In den Sapphir-Gruben des Yogo-Cañon, Montana, steigt ein 3 bis 6 Fuss mächtiger Gang von basischem Lamprophyr durch Kalkstein auf. Weed und Pirsson schildern eine Stelle, an welcher dieser Gang den Tag nicht erreicht, sondern plötzlich stumpf endet. Sein Kopf ist aber durch die Aufnahme von mehr oder weniger veränderten Splittern von Kalkstein und Schiefer in eine Breccie verwandelt; diese ist die Fundstätte von Sapphiren.[10]

In Ostrau wie im Yogo-Cañon sind noch in den höheren Theilen der Gänge die Spuren erhöhter Temperatur vorhanden. Es wird nicht möglich sein, Fig. 51 ohne die Annahme zu erklären, dass eine Spalte vorhanden war, deren parallele Wände auseinander gedrängt wurden.

In Ostrau ist mir der Eindruck geblieben, dass die Injection der Gänge gleichzeitig und ziemlich gleichmässig vor sich ging. Als sie dann 100 bis 200 M. unter der heutigen Oberfläche angelangt war, mag an irgend einer Stelle ein Durchbruch erfolgt sein, der allgemeine Entlastung und Stockung herbeiführte. Vielleicht steht hiemit Geikie's Angabe in Verbindung, dass man in den schottischen Basaltgängen auch seitliche Bewegung von Bläschen wahrnimmt.

Es wird verständlich, dass in der Nähe eines Vulcan's ein ganzes Netz von Gängen vorhanden sein mag, ohne in Folge der durch den Vulcan herbeigeführten Entlastung den Tag zu erreichen. Diese Erkenntniss ist noch kein wesentlicher Fortschritt, denn die den Tag erreichenden Gänge können entweder im Dache eines emporgedrungenen Batholithen entstandene Spalten sein oder Verwerfungsspalten, von denen letzteren aber, namentlich wenn sie staffelförmig gereiht sind, noch die Frage zu beantworten ist, ob sie nicht durch das Nachsinken in das Magma entstanden seien. Solche Staffeln hat z. B. Hibsch aus dem Blatte Priesen des böhmischen Basaltgebirges genau beschrieben.[11] Weit schwieriger noch ist die Frage dort, wo sowohl sichergestellte tektonische Störungen, als staffelförmige Brüche von verschiedenem Alter unter einem vulcanischen Gebiete auftreten. Diesen Fall haben Mich. Lévy, Giraud, Boule, Glangeaud und andere

Beobachter im mittleren Frankreich nachgewiesen.[12] In anderen Fällen treten zwei Gebirge von verschiedener Beschaffenheit scharf aneinander und steht das Hervortreten des vulcanischen Gestein's an einer tektonischen Grenze ausser Zweifel wie im Banat (I, 211; Fig. 21), bald ist es Einsturz, wie an den Liparen, bald handelt es sich um die grossen Zuführungsstrassen erster Ordnung, welche in langen vulcanischen Linien sichtbar werden.

Neben alle die genannten Gänge stellt sich noch eine Gruppe von abweichender Entstehung. Die hieher gehörenden Gänge sind sehr lang, parallel, geradlinig, mit glatten Salbändern, oft von sehr geringer Mächtigkeit, das Streichen des Gebirges quer durchschneidend. Bei den passiven Injectionen wurden einige Beispiele dieser Art angeführt; die bituminösen Gänge von Utah sind bezeichnend. Diller fand im J. 1890, dass gewisse californische Sandsteingänge den Druckflächen (Cleavage) folgen.[13] Dieses ist auch in der Tat die einzige entsprechende Erklärung. Weder Explosion, noch Faltung, noch Contraction, sondern nur der allgemeine Druck vermag, vielleicht stellenweise begleitet von einer geringen secundären Torsion, ähnliche parallele Linien hervorzubringen. Ein nicht geringer Theil von Daubrée's Diaclases fällt hieher. Parallele vulcanische Injectionen dieser Art sind auch bekannt, und ihr Zusammenhang mit den Druckflächen wurde seit lange bemerkt. In nicht wenig Fällen werden parallele Erzgänge hieher zu rechnen sein.

Solche Klüfte haben die Eigenthümlichkeit, dass sie, an der Grenze gegen ein anderes zur Bildung von Druckflächen weniger geeignetes Gestein anlangend, plötzlich zersplittern oder enden. Der deutsche Bergmann sagt: „der Gang zerschlägt sich". Auch bituminöse Gänge zeigen ähnliches.[14]

Süd-Africanische Schlote. Süd-Africa bietet die mannigfaltigsten Beispiele für Injection und Explosion.

Die doleritischen Lagergänge der Karoo gehören einer älteren Phase des weit ausgedehnten Vorganges an, dessen jüngere Phase die diamantführenden Schlote sind. Die Lagergänge erreichen an der Nordseite des Cedar-Gebirges die Nähe des Atlantischen Ocean's; am Grossen Kei gelangen sie an den Indischen Ocean.

Noch grösser ist die Verbreitung der Schlote. Ein einziger

ist im gefalteten Gebirge, unweit von Heidelberg, bekannt; er ist jünger als die Uitenhage-Serie.[15] Noch O. von Rietfontein, mehr als 7 Breitegrade nördlich von Heidelberg, hat Cohen denselben Mellilith-Basalt getroffen[16] und auch auf deutschem Gebiete sind bis in die Nähe der Lüderitz-Bucht Diamanten getroffen worden. Harger erwähnt Schlote in NW. bis Damara-Land und in NO. sogar noch in der Nähe des Zambesi.[17] Das ganze, wohl über 16 Breitegrade sich erstreckende Land ist als ein Gebiet mächtiger gasförmiger Ausbrüche aufzufassen. Kein zweites Beispiel von nur annähernd gleicher Grossartigkeit ist bekannt.

Rogers und Schwarz haben der Summe ihrer werthvollen Beobachtungen entnommen, dass die doleritischen Lagergänge allseits gegen die beckenförmige Mitte der Karoo sich neigen, oder, genauer gesagt, dass sie gegen die Mitte in tieferen Schichten der Karoo-Serie lagern. Dieses geschieht entweder indem sie unter spitzem Winkel die Schichten durchschneiden, oder sprungweise, indem ein Lagergang plötzlich in eine tiefere Fuge tritt. Es wird gefolgert, dass die Mitte der Karoo sich gesenkt habe. Rogers bemerkt, dass ein wahrer Batholith nicht bekannt ist.[18] Die einzelnen aufsteigenden Gangspalten und Ausbruchstellen sind von diesen allgemeinen Verhältnissen beeinflusst.

In Matatiele, unter den Abhängen der südlichen Quathlamba, hat E. Schwarz 19 doleritische Ausbruchstellen und zum Theile auch ihre Verbindung mit den Gängen beschrieben. Fig. 52 ist ein solcher, über 160 Kilom. langer Gang, zumeist nur 18 bis 20 M. breit, aber an einer Stelle sich rasch erweiternd. Das ist der citronenförmige Querschnitt einer Ausbruchstelle, der durch fortgesetzte Ausbohrung mehr und mehr dem kreisförmigen genähert wird. Ein anderer Gang (Fig. 53) ist nur durch 6·5 Kilom. sichtbar; die sehr wechselnde Mächtigkeit erreicht bis 360 M. Er bildet eine hohe Mauer zwischen zweien der obersten Zuflüsse des Umzimburu (St. John's River) und ist durch Verwitterung in mehrere conische Gipfel aufgelöst. Nahe seiner Mitte ist er plötzlich unterbrochen und die Sandsteinlagen ziehen wagrecht über den Gang.[19]

Rogers und Du Toit haben nahe W. von Sutherland (SW. Roggeveld) einen halbkreisförmigen Gang von Mellilith-Basalt ge-

troffen, 2 Kilom. lang, an einem Ende gespalten und am anderen auskeilend und in eine Störungslinie (Fig. 54, II). Der Sandstein fällt im Süden zu beiden Seiten vom Gange ab, im Norden nur stellenweise und nur an der südlichen Seite. In dem Winkel von I wurde in blaugrauem Tuff ein Schacht niedergestossen; gegen SW. sieht man eine Breccie von Sandstein und Schiefer, dazwischen unter dem Mikroskope Glimmer, Augit, Perowskit u. A. An anderen Stellen ist graues Gestein vorhanden mit viel Krystallen von Olivin und Stücken von Ilmenit, wie in den diamantführenden Schloten; III und IV sind Mellilith-Basalte; V und VIII sind mangelhaft aufgeschlossen, jedenfalls von den anderen ver-

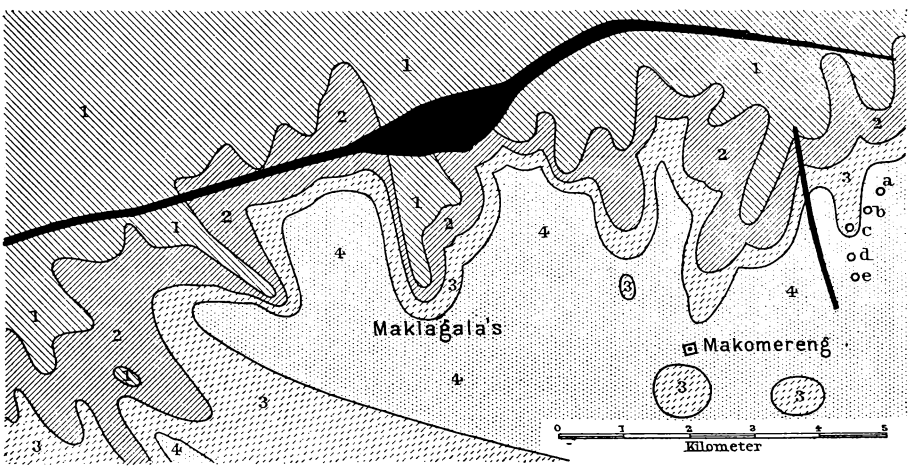



Fig. 52. Gang bei Makomereng (nach Schwarz).
Schwarz = Dolerit; *1* bis *4* Stufen der Karoo-Serie; *a* bis *e* kleinere Schlote.

schieden. Hier trifft man neben vielen Scherben von Sandstein und Schiefer nur ein äusserst blasiges Glas.[20]

Dieser Fall ist möglicher Weise der Versuch zu einem gegen oben sich erweiternden Ausbruche. Vielleicht wurde II durch V bis VIII entlastet.

Hiemit nähern wir uns den diamantführenden Schloten. Sie durchfahren nicht selten mächtige doleritische Lagergänge. Sie erreichen, indem sie gegen oben sich erweitern, Durchmesser bis zu 300 M. und ausnahmsweise sogar 685 M. Manche kleinere Schlote besitzen den citronenförmigen Querschnitt.[21] Harger zeigt, dass mehrere Hunderte solcher Schlote über S.-Africa ausgestreut sind. Sie scheinen in Gruppen zu stehen, und es sind ausserdem viele Gänge bekannt, von 30 M. bis zu einigen Zollen herab,

öfters Diamanten führend, aber den Abbau nicht lohnend, öfters mit härterem Gestein gefüllt oder auch plötzlich sich erweiternd und alle Merkmale der Schlote annehmend. Demnach muss angenommen werden, dass auch die diamantführenden Schlote mit einem Netze von Gängen in Verbindung stehen.

Die St. Augustin-Mine bei Kimberley gibt in Du Toit's Schilderung ein Bild dieses Zusammenhanges (Fig. 55).

In 244 M. sieht man die Spalte; zwischen dieser Tiefe und 155 M. hat die heraufdringende Menge von Gasen und diamant führendem Tuff eine mehr als 20 M. südlich von der Spalte gelegene Stelle gefunden, welche Durchbohrung und Explosion

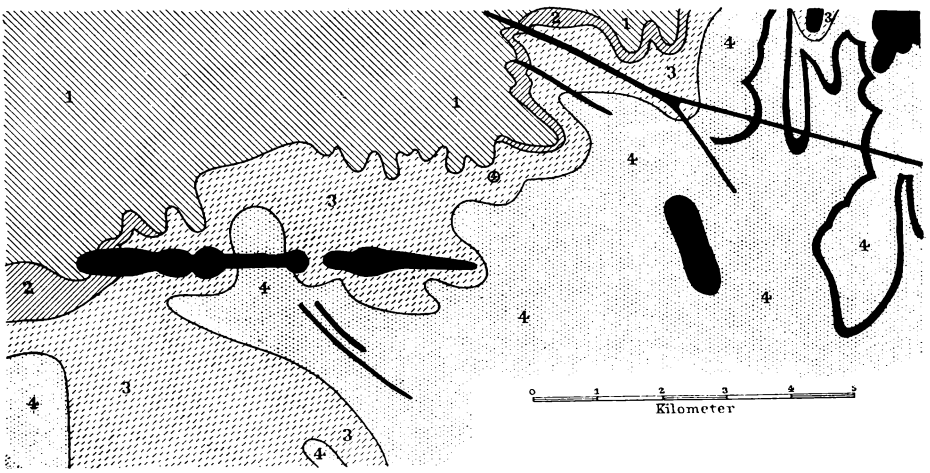



Fig. 53. Unterbrochener Gang in Matatiele (nach Schwarz).

ermöglichte. Mit dem Beginn der Durchbohrung verschwindet die Spalte (offenbar durch Entlastung) und in 155 M. (IV) sieht man nichts mehr davon. Bis 131 M. hat sich die Axe der Durchbohrung wieder um mehr als 30 M. verschoben; von hier an steigt sie auf und erweitert sie sich sehr rasch.[22]

Hier soll nicht auf die Zusammensetzung des Kimberlit's, des Gestein's, welches diese Schlote füllt, im Einzelnen eingegangen werden. Trotz mancher Annäherung an solche Felsarten, die als Vertreter grosser Tiefen anzusehen sind, wird doch Verschiedenheit bemerkt. Dem Chrom kommt nur eine Nebenrolle zu, und Nickel wird nicht erwähnt. Vielleicht weist der hier zuweilen in Menge auftretende Ilmenit auf einen ähnlichen Gegensatz zwischen Nickel und Titan wie jener, der in manchen

Eisenerzen, in einzelnen Fixsternen und in den Sonnenflecken wahrgenommen wird. Titan begleitet diese grossen gasförmigen Eruptionen der Sonne, so wie es hier die grössten gasförmigen Eruptionen der Erde begleitet hat.[23] Unter den vielen Räthseln, an denen unser Weg vorüberführt, ist dieses eines der spannendsten.

An nicht wenigen Orten kennt man das Vorkommen von Diamanten; stets sind es zerstreute Vorkommnisse tiefsimischer Felsarten, stets in alterstarrten Landstrichen gelegen. Ein solcher Punkt ist Ruby-Hill, Dinoga, Murchison Cty, N. S. Wales.[24] In Borneo liegen Diamanten in Peridotit. Weit ausgestreute, ähn-

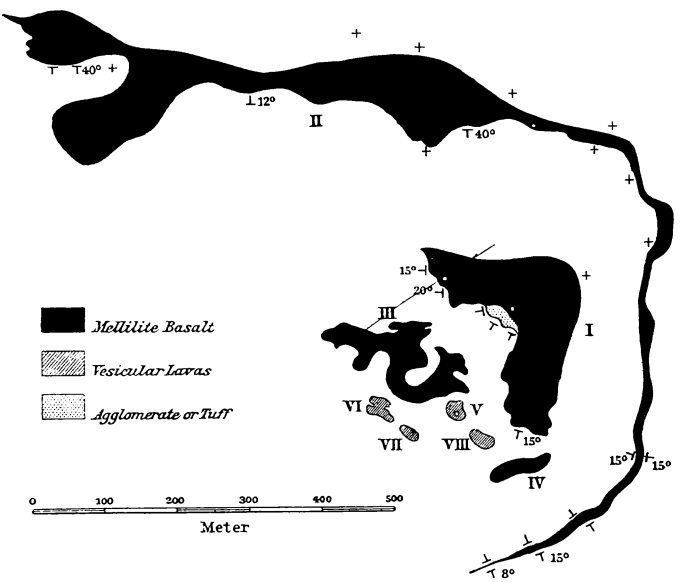



Fig. 54. Durchbruch von Mellilith-Basalt bei Sutherland (nach Rogers und Du Toit).

liche Vorkommnisse aus den Vereinigten Staaten, die jedoch noch keine Diamanten geliefert haben, wurden bereits erwähnt.

In ihrer typischen Gestalt, im südlichen Africa, sind die Diamantvorkommnisse die Anzeichen gewaltiger gasförmiger Ausbrüche, die aus sehr grossen Tiefen stammen. Sie bilden eine selbständige Gruppe der explosiven Erscheinungen.

Vertheilung der Vulcane. Die Entgasung vollzieht sich auf der Erde nicht so frei wie auf der Sonne, und ist nicht so weit vorgeschritten, wie auf dem Monde. Sie ist gehemmt durch die Lithosphäre. Dabei ist sie von bestimmten Umständen regiert, welche Abtheilungen unterscheiden lassen, neben denen allerdings eine Zahl von Ausnahmen zurückbleibt.

Die Vertheilung der Vulcane ist nicht die gleiche in der atlantischen und in der pacifischen Erdhälfte.

In dem atlantischen Gebiete trifft man *a*) diffuse vulcanische Felder; *b*) Vulcane auf disjunctiven aus Zerrung hervorgegangenen Linien; *c*) Vulcan-Gruppen.

*a*) Dem grössten Beispiele eines diffusen vulcanischen Feldes gehören die basaltischen Laven an, die von Grönland bis N.-Irland und durch einen beträchtlichen Theil von N.-Sibirien ausgebreitet sind (III, *b*, 293). Es ist nicht nachweisbar, dass dieses boreale Gebiet je in dieser Ausdehnung gleichzeitig activ

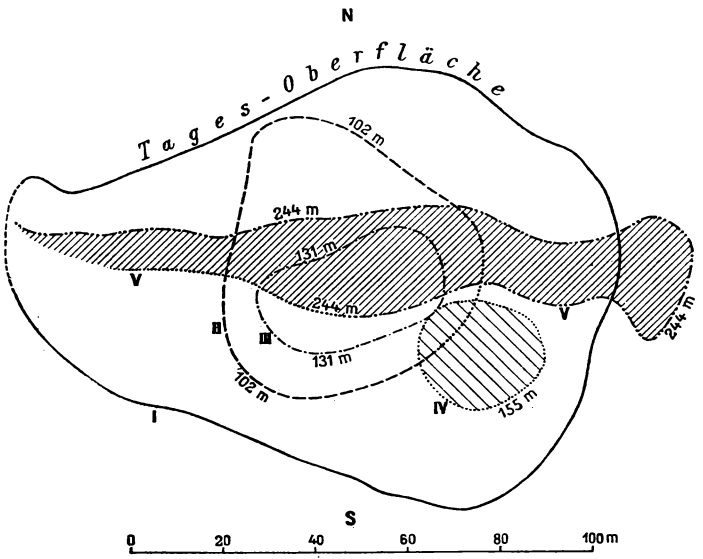



Fig. 55. St. Augustin-Mine bei Kimberley (nach Du Toit). Explosion auf krummem Wege aus einer Spalte hervorgehend.

bestanden hat. An der unteren Tunguska erscheinen die Ergüsse schon mit der permischen Flora und weiter im Süden sind sie jünger als die heutigen Thäler; in Franz Joseph's-Land gehören sie zum mittleren Jura; auf der Insel Disko in W.-Grönland umfassen sie die Zeit der unteren und mittleren Kreide; in Irland sind sie tertiär; die thätigen Vulcane auf Island und Jan Mayen sind wahrscheinlich die letzten Reste. Wo sie genauer erforscht sind, wie in Schottland, sieht man, dass diese Laven aus einem ausgebreiteten Netze von Gängen hervorgetreten sind. Sie liegen in Grönland auf Theilen von Laurentia, in Schottland, Irland und den Faröern auf den Caledoniden, in Sibirien auf Angara-Land und auch auf Theilen des Scheitels am Baikal.

Ein zweites Beispiel sind die Effusiv-Decken des Dekkan Trapp (I, 528). Ihr Alter wird nahe an die Grenze von Kreide und Eocän gestellt. Ihre Ausläufer reichen von der indischen Halbinsel bis in die äusseren Faltenzüge der iranischen Ketten in Sind, welche der Peripherie des asiatischen Baues angehören.

Von permischem und altmesozoischem Alter sind die Decken und Lagerungen der Karoo, ausgezeichnet durch die nachfolgenden Gas-Ausbrüche.

*b*) Die Vulcane auf disjunctiven Linien sind in den africanischen Gräben vertreten. Rudolf-See-Syrien, Tanganyika, Kamerun sind die wichtigsten. Die Klüfte, auf denen sie hervortreten, sind durch Zerrung entstanden und das Nachsinken der Ränder hat die langen Horste in den Gräben erzeugt.

Eine dieser Linien, der Rheingraben, liegt ausserhalb Gondwána-Land, mitten in den westlichen Altaiden; dennoch ist die Richtung die gleiche und sind hier ähnliche Spannungen vorauszusetzen.

Es ist bemerkenswerth, dass auch im Panzerhorste Island die Neigung besteht, einfache Sprünge zu Gräben auszubilden.

*c*) Gruppen-Vulcane sind z. B. die Azoren, die Canarischen Inseln und der grösste Theil der Inseln des Grünen Vorgebirges. Einzelne Linien lassen erkennen, dass auch hier Spalten vorhanden sind.

In dem pacifischen Gebiete kennt man:

*a*) Diffuse Felder; diese sind nur insoferne vorhanden, als das boreale Gebiet von Norden her in die Mongolei und den nördlichen Theil des alten Scheitels greift. Es ist aber möglich, dass die mongolischen Basalte der folgenden Abtheilung angehören.

*b*) Vulcane auf disjunctiven Linien. Ihnen fällt im ganzen pacifischen Gebiete, in der gesamten Peripherie Asien's, wie in dem andinen Baue die Hauptrolle zu. Auch die Vulcanbogen beider Antillen zählen wir hieher.

Die Beobachtungen innerhalb der Oceaniden haben leider wenig räumlichen Zusammenhang. So weit die Beziehungen der Vulcan-Linien zu den Vorgräben und der Faltung kennbar sind, entsprechen sie asiatischen Vorkommnissen.

*c*) Gruppen-Vulcane. Zwischen den Oceaniden, Hawaii und der Westküste America's wurde ein Raum ausgeschieden,

in welchem an Stelle pacifischer Bogen nur Gruppen auftreten, wie Galapagos und Oster-Insel.

*d*) Die Vulcane der Alpiden bilden schon ihrer Entstehung nach eine Abtheilung für sich. Hier findet man gemischte Merkmale vereinigt; während der kleine Zug von Andesit im südlichen Steyermark zugleich mit dem grossen Tonalitzug der Ostalpen andine Kennzeichen an sich trägt, können die Liparen als ein Typus von Gruppen-Vulcanen angesehen werden.

Obwohl die angeführten Abtheilungen bei weitem die grösste Zahl der pacifischen Vulcane und namentlich den ganzen sogenannten Feuerkreis des stillen Weltmeeres umfassen, gibt es doch grosse und kleine vereinzelte Vorkommnisse, die sich dieser Eintheilung nicht fügen. Hieher gehört vor Allem der quer über das allgemeine Streichen des Gebirges sich vom Yellowstone durch die Flussgebiete des Snake und des Columbia erstreckende vulcanische Zug. Ferner gehören hieher die Vulcane, die den Rand des Colorado-Plateau umgeben und von denen namentlich im Südosten, nahe den Enden der Rocky Mts. nicht zu ersehen ist, ob sie den Vulcanen der Basin Ranges in tektonischer Beziehung gleichzustellen sind. Ferner die beiden Gipfel-Vulcane auf dem Kaukasus und Demavend auf dem südkaspischen Bogen, ferner die Vulcane der Auvergne, die von M. Lévy mit der Schaarung der armoricanischen und der variscischen Falten in Verbindung gebracht werden; innerhalb der letzteren die Eifel, die vom Vogelsberge her nach Baiern und Böhmen ziehenden Basalte, deren jüngste Ausbrüche zwar nahe unter dem Bruche des Erzgebirges stehen, die aber im Osten auf der Höhe des Riesengebirges wiedererscheinen und weiter bis Ostrau verfolgt werden können, wo ihre Gänge durch den Bergbau erschlossen sind. Hier sind ferner die Euganäen in den Dinariden zu nennen, dann M. Vultur ganz ausnahmsweise am Aussenrande des Appennin gelegen, dann im fernen Osten die wenig bekannten Vulcane von Mergen (III, *a*, 155) und manche Andere.

Weder die Erfahrungen noch der Raum würden hinreichen, um jede dieser Ausnahmen zu prüfen. Wir begnügen uns mit der Aufgabe, diese merkwürdige Naturerscheinung in ihren Hauptzügen zu verfolgen und womöglich dem Verständnisse der Beziehungen der atlantischen zu der pacifischen Erdhälfte um einen Schritt näher zu kommen.

Vulcanische Linien. Die Betrachtung des Mondes wird unmittelbare Aufschmelzung, d. i. völliges Aufzehren des Daches, als die lunare Form des Vulcanismus kennen lehren. Für den heutigen Zustand der irdischen Lithosphäre kommen drei Vorgänge in Betracht: Senkung, Einbruch, Faltung und Zerreissung. Strenger als bisher wird mit Zersplitterung verbundener Einbruch zu trennen sein von ausgebreiteter Senkung.

Man mag in den Liparen die drei gegen die Mitte convergirenden Vulcanlinien nach Hoffmann als ebenso viele radiale Spalten ansehen, oder nach Bergeat die beiden nördlichen Linien zu einer dem calabro-sicilischen Ufer parallelen Curve Ustica-Salina-Stromboli vereinigen (wobei Salina-Vulcano-Aetna als einzige Radial-Linie zurückbleibt), immer stellt sich diese Inselgruppe als ein zur Tiefe gehendes Bruchfeld dar.[25] Wir sagen als ein zur Tiefe gehendes, denn seitdem seine peripherische Schütterlinie beschrieben wurde, haben sich auf ihr die verheerenden Katastrophen mehrmals wiederholt.

Von anderen Vulcan-Gruppen fehlen peripherische Beobachtungen; sie sind zum grössten Theile Inseln. Kürzere Vulcanlinien werden z. B. auf den Canarischen Inseln sichtbar und wahrscheinlich sind die meisten von diesen Gruppen ähnliche örtliche Bruchfelder und sinkende Dächer von Batholithen.

Die ausnahmsweise Stellung der Alpiden, welche oft mit Vulcanen besetzte Innenränder aufweisen, gestattet in ähnlicher Weise zu vermuthen, dass das westliche Mittelmeer aus Einbrüchen besteht. Hier tritt nun ein lehrreicher Gegensatz zu Tage. Mit Ausnahme der Linie Hohentwiel-Ries und der ganz abweichenden Grenze des karnischen Gebirges gegen die Alpen sind die Ränder der Senkungen, in welchen die Alpiden geboren wurden, nirgend mit jüngeren vulcanischen Bildungen besetzt, weder dort, wo sie der russischen Ebene, noch dort, wo sie der böhmischen Masse oder den Altaiden oder der Sahara angehören. Es ist mehr als das zu sehen. Die variscischen Senkungen besitzen Randbrüche, die sie nicht selbst erzeugt, sondern benützt haben und welche durch sie sichtbar werden (III, *b*, 29). So ist es z. B. bei jenen Karpinsky'schen Linien, die im östlichen Baiern zu Randbrüchen variscischer Horste wurden.

In weit grösserem Maassstabe zeigt sich dasselbe Verhältniss am Indischen Ocean (III, *b*, 320). Der Sahyádri-Bruch an der

Westseite der indischen Halbinsel reicht durch 12 Breitegrade und durchschneidet theils Gneiss und theils die von ihm selbstständigen Laven des Dekkan. Die ganze Ostseite von Madagascar bildet durch 10 Breitegrade ein fast geradliniger Bruch. Beide Linien sind nicht von Vulcanen besetzt. Noch auffallender ist die syrische Küste, deren geradliniger Verlauf so sehr von jenen der anderen Mittelmeer-Küsten verschieden ist, und die dem Jordan-Graben so nahe liegt. Sie ist ebensowenig von Vulcanen begleitet, als das südöstliche Mittelmeer bis Cypern, Creta und Malta.

In diesem gesammten, weiten Gebiete scheint eine Neigung zu submeridionaler Disjunction latent vorhanden zu sein, die streckenweise von Senkungen, an anderen Strecken von Zerrungen, aber nicht von beiden zugleich geweckt und benützt wird.

Das Rothe Meer und der Arabische Busen sind Gräben und haben Vulcane. Der Sachverhalt an der Terror-Linie dürfte ein ähnlicher sein. Im Westen steht die Kamerun-Linie im Gegensatz zum Verlaufe der Küste und setzt deutlich weit in's Meer fort.

Französische Forscher haben eine solche latente Disjunction in Africa bereits vermuthet und sie mit dem submeridionalen Streichen der Sahariden in Verbindung gebracht. Einzelne Berichte deuten allerdings an, dass diese letzteren im Süden gegen SW. (beiläufig im Sinne der Kamerun-Linie) abschwenken, aber die Beobachtungen aus Ost-Africa sprechen vorläufig nicht für einen solchen Zusammenhang mit Faltung.

Diese Erfahrungen erhalten erhöhte Bedeutung durch den Umstand, dass auch im pacifischen Gebiete allenthalben die Vulcanlinien den Aussenrändern der Vortiefen fern bleiben. Selbst ein Absinken zu Tiefen von 8 und 9 Kilom. vermag hier nicht vulcanischen Ausbruch anzuregen. Man mag einwenden, dass die Vortiefen in alte, längst erstarrte Vorländer eingesenkt wurden, die vulcanischer Thätigkeit wenig günstig sind, aber die africanischen Brüche haben in eben solchem alten Lande zahlreiche Vulcane erweckt.

Oertlicher Einsturz, oceanische Senkung und lineare Zerreissung (Disjunction) sind demnach selbstständige und von einander verschiedene Erscheinungen. Zu wiederholten Malen wurde gesagt, dass die Contraction der Erde sich in ein radiales (senkendes) und ein tangentiales (faltendes) Element zerlegt. Die

oceanischen Tiefen und ebenso die Vortiefen sind die Aeusserungen des radialen Elementes, d. i. der Senkung, und zwar nicht der Senkung in Hohlräume, sondern durch Verminderung des planetarischen Volum's.

Die oceanische Senkung zerlegt sich etwa nach dem Plan der Spannungen in einer Asphalt-Decke, in einzelne gestreckte Bogenstücke. Durch Contraction ist Ueberschuss an äusserer, zum Theile sedimentärer Hülle der Erde entstanden. Die tangentiale Kraft trägt diesen Ueberschuss in bogenförmigen Falten in und über die gesenkte Vortiefe. Die Bogen begegnen sich in Kettung oder in Schaarung. Die Bewegung nimmt zu; unter unermesslichem Druck drängen sich die Falten; sie überschlagen sich; vielleicht werden auch listrische Flächen erzeugt. Endlich tritt Rückfaltung ein.

Bei all' diesen Vorgängen fällt den höheren Theilen der Lithosphäre eine passive Rolle zu. Sie werden durch die Contraction tieferer Theile vorwärts getragen, gefaltet und überschoben. Die Stratosphäre und ein beträchtlicher Theil der salischen Hülle falten sich nicht, sondern sie werden gefaltet. Aber auch dieser äussere Theil des Planeten zeigt einen ihm eigenthümlichen Vorgang, er zerreisst.

Dass dieses Zerreissen von oben her erfolgt, wurde bei Schilderung der africanischen Brüche gesagt. Sehr deutlich zeigt sich diess in dem Verhalten zur Faltung. In Ost-Africa und Syrien ist die Richtung der Gräben höchst wahrscheinlich selbstständig von der Faltung. Im Rheingraben ist sie es sicher. Ebenso sicher ist im Gegentheile ihre theilweise Abhängigkeit vom Streichen der Falten in dem grössten Theile Asiens.

Die innersten Theile dieses weiten Continentes sind von disjunctiven Linien durchzogen, welche dem Streichen der Falten auf lange Strecken entsprechen, an anderen von demselben abweichen und dabei doch ein Relief entstehen lassen, welches im Grossen der Anlage der Falten entspricht. Häufig lassen sie Gräben entstehen, an denen Porphyrite mit Tuffen und Breccien, Basalt und verschiedene andere Eruptivgesteine auftreten. Am Witim stehen zwei junge Kegel von losen Schlacken und Lava. Das sabaikal'sche Gebirge verdankt diesen Disjunctionen den grössten Theil seiner heutigen Gestalt. Drei dieser Gräben kreuzen die Selenga. Der Baikal-See selbst scheint aus zwei vereinigten

Gräben zu bestehen und alle die langgestreckten Senkungen und Horste vom Dsapchyn, der aus dem See'n-Thale kommt, und vom Horst des Altain-Nuru bis zum Graben von Ljuk-tshun sind zwischen solchen Linien entstanden. Im Westen ist es ähnlich. Die Autonomie, welche solchen Linien in einzelnen Fällen zukommt, tritt am deutlichsten an dem Graben des Ebi-nor hervor, der den dsungarischen Ala-tau quer durchschneidet.

Solcher, wenn auch nur theilweiser Einfluss der Faltung auf Disjunction ist nur verständlich, wenn die faltende Bewegung gleichzeitig vorhanden ist. Es ist unmöglich anzunehmen, dass die Inselkränze ursprünglich von geradlinigen vulcanischen Klüften begleitet waren, und dass sie erst durch Faltung bogenförmig geworden sind. Indem die Vulcanlinien stets innerhalb der Vorfaltung erscheinen, befinden sie sich zugleich an der Stelle der grössten Inanspruchnahme der gefalteten Serie. Sie werden aber nicht durch die Faltung erzeugt; sie gleichen vielmehr der Auslösung oberflächlicher Spannungen im Asphalt, und ihre autonomen Fortsetzungen verrathen ihre Selbstständigkeit.

Sie bestehen aus einfachen, wohl auch aus zwei parallelen Linien (z. B. Ecuador), oder es schliessen sich diesen noch weitere Linien an (z. B. westliches Java). Zwischen solchen Linien entstehen Gräben, in denen oder an deren Rand die Vulcane stehen, so die Wrangell-Gruppe, die Aleuten-Vulcane in Cook's Einlass, so jene in der Fossa magna von Hon-shiu, vielleicht auch in Mindanao. Die Vulcanbogen stehen ohne Ausnahme in der Zone der Vorfaltung von Wrangell bis Santorin, und stets bleiben sie selbstständig von der Vortiefe. Die Autonomie der Disjunction prägt sich aus in der Verlängerung der Kurilen-Linie quer über das Streichen von Hokkaido und in dem Eingreifen der Liukiu-Vulcane in das südliche Kiu-shiu.

Aehnliches wiederholt sich im americanischen Zwischengebirge und in dem andinen Baue. Vulcane und Gräben ziehen vereinigt durch die Basin Ranges, durch Mexico und die Anden. Die nördlichen Antillen haben die Anordnung der peripherischen Bogen Asien's. Wo dagegen der Einfluss der Faltung zurücktritt, mehrt sich die Aehnlichkeit mit Africa. Die Vulcane Omotepec und Madera im Graben des See's von Nicaragua stellen sich neben die Vulcane der Höhnel-Insel im Graben des Rudolf-See's und ebenso neben den Kaiserstuhl im Rheingraben.

Die Vulcan-Linien der Inselkränze sind dieselbe Erscheinung, wie die Disjunctiv-Linien Inner-Asien's.

Das konnte allerdings noch nicht erkannt werden, bevor die innerasiatischen Linien bekannt waren. Man verstand nicht, wie Faltung und Zerrung als zwei entgegengesetzte Vorgänge neben einander bestehen sollten. Hier wurden anfangs die Vulcanbogen als Bruchränder von weiten Senkungen angesehen (z. B. I, 586). In späteren Jahren wurde F. v. Richthofen von dem Gegensatze von Faltung und Zerrung so sehr ergriffen, dass er überhaupt den Inselkränzen einen abweichenden Bau zuschrieb. In der letzten seiner inhaltsreichen Schriften über diesen Gegenstand wird gesagt, dass die Inselkränze mit dem Alpen-Typus zwar die resultirende Form gemein haben, vom geogenetischen Standpunkte aber abweichen. Dort (in den Alpen) bemerke man ein Ueberwallen über ein meist versenktes Vorland durch eine nach Aussen gerichtete Kraft, hier (in den Inselkränzen) die Tendenz zum Zurückweichen des Vorlandes und Zerren von jenseits des Aussenrandes.[26]

Rothpletz sah im Jahr zuvor in den Gräben einen Beweis von Dilatation und nahm an, dass vulcanische Vorgänge auf der ganzen Erde andauern, während Faltung nur periodisch auftrete, und meinte auf diesem Wege die einander widerstreitenden Ansichten von Dilatation und Contraction des Erdkörpers erklären zu können.[27]

Die vorangehende Analyse der Bogen hat aber gezeigt, dass die Grundzüge des Baues der Inselkränze sich wiederholen nicht nur in den Aleuten und den Antillen, sondern auch im burmanischen Bogen und in den Randbogen bis zum Adriatischen Meere. Ebenso wenig als sie räumlich getrennt sind, trifft eine zeitliche Trennung ein und es ist allgemein anerkannt, dass die jungen Gebirge den regsten Vulcanismus zeigen. Dennoch begreift man schwer, wie auf die Dauer eine aufsteigende Strasse der Lava sich in faltendem Gebirge behaupten soll.

Es gibt zwei Lösungen.

Die erste tritt ein, wenn die Disjunction abgelenkt wird in die Richtung einer Sohle der Verfrachtung, oder wenigstens im Grossen ihrer Richtung folgt, unbeschadet eines etwaigen Heraustretens aus dieser Richtung an ihren autonomen Enden. Dieser Fall ist an sich nicht unwahrscheinlich, da schon das Streichen

der Disjunction den grossen Einfluss der tangentialen Bewegung anzeigt. Allerdings mag die Disjunction bei Annäherung an magmatische Tiefen in einen Gürtel von feinen Sprüngen aufgelöst worden sein. Einzelne von diesen würden von den aufdringenden juvenilen Gasen gewählt, und nicht in ihrer ganzen Länge, sondern an bevorzugten Stellen zu Essen ausgebohrt wie an der Laki-Spalte in Island. So mag eine lange lineare Reihe von Ausbruchstellen entstehen, deren tieferer Zusammenhang unzweifelhaft, aber an der Oberfläche nur durch die Reihung kennbar ist.

Eine zweite zu prüfende Lösung bieten die Querspalten der Gletscher. Mit steilen und geraden Wänden durchschneiden sie die viscose, in Bewegung befindliche Masse des Eises. Sie bewegen sich eine Strecke weit mit dem Eise, fügen sich etwas mehr in das bogenförmige Streichen und schliessen sich endlich, aber an der alten Stelle entstehen neue Spalten. Sie behaupten sich durch Erneuerung.

Es gibt Vulcane, die wandern. So weit diese Wanderung auf Abnahme der Thätigkeit hinweist, wie die schrittweise Einengung der phlegräischen Felder, oder auf Verlängerung der vulcanischen Linie, wie auf Hawaii, mag sie ausser Betracht bleiben. An den Bogen selbst fehlt es aber nicht an Spuren der seitlichen Verlegung sowohl im grossen, wie im kleinen Maassstabe. Der durch Silber-Zinn-Gänge bezeichnete Zug von Quarztrachyt und Dacit, der durch sechs Breitegrade vom Titicaca-See nach Argentinien streicht, liegt östlich vom Streichen der Anden-Vulcane und, nach der Richtung der Faltung zu urtheilen, vor denselben. In Westindien liegt die Zone Anguilla-Desiderade mit ihren älteren Laven ausserhalb und vor den thätigen Vulcanen. In Sumatra dürfte derselbe Fall eintreten (I, 586).[28] Dagegen sind in den Aleuten Bogosslowsk und Grewingk innerhalb des Bogens entstanden, als sollte eine nahe neue Parallel-Linie gebildet werden.

In den mittelamericanischen Vulcanen wurden nach Dollfuss und Montserrat Querlinien angeführt, auf denen sich die vulcanische Thätigkeit in der Richtung auf das nahe Meer der Hauptlinie zu nähern schien. Die nördlichste, die Linie von Chiquimula, machte eine Ausnahme. Seither hat sich durch den Ausbruch des Vulcan's S. Maria auch diese nördlichste Linie der

Regel gefügt (III, *b*, 519), aber andere Querlinien wurden dadurch unsicher, dass Sapper neue Ausbruchstellen zwischen ihnen anführt. Sabatini vermuthet, dass an mehreren römischen Vulcanen ein ähnliches Abrücken gegen das Meer bemerkbar sei.[29] Deutliche Zuwanderung zur Hauptlinie zeigt die Querlinie Ixtaccihuatl-Popocatepetl in Mexico (III, *b*, 501). Jensen beschreibt ein kleineres Beispiel von Verschiebung auf Querlinien in trachytischen Bergen von Queensland.[30]

Hiezu tritt noch die namentlich bei der Besprechung Kamtschatka's und der Aleuten erwähnte Thatsache, dass innerhalb der Hauptzone (ausser ganz nahe liegenden Punkten, wie z. B. Bogosslowsk) wohl zahlreiche erloschene, aber keine thätigen Vulcane auftreten. Alle diese Umstände sind jedoch noch kein Beweis der Erneuerung der vulcanischen Spalten im Sinne der Gletscherspalten. Die Wiederkehr letzterer wird durch eine unbewegliche Veranlassung, in der Regel durch eine Abstufung des felsigen Untergrundes, hervorgerufen; ob ein Umstand dieser Art in der Tiefe der Faltung wirksam, ob er etwa durch ein Spaltenwerfen im Sinne der Linien auf Taf. XX hervorgerufen, ja ob er überhaupt physisch möglich sei, darüber fehlt jede Erfahrung.

Die zahlreichen Diorit-Blöcke, welche Bogosslowsk in den letzten Jahren emporgeschleudert hat und die vielen Amphibolit-Blöcke, die S. Maria de Chiquimulo im J. 1902 ausgeworfen hat, deuten allerdings auf thatsächliche Verschiebungen der Essen, kehrt man aber von den einzelnen Beispielen zu einer weiteren Umschau zurück, so tritt die grosse Mannigfaltigkeit der Natur hervor. Auf einer Linie haben sich nur getrennte Ausbruchstellen gebildet, ähnlich der Reihe von Bohrungen, die der Eskimo vornimmt, um ein Rennthiergeweih zu spalten; auf einer anderen Linie entblösst sich ein langgestreckter Batholith; auf einer dritten ist die Erde von langen parallelen Spalten durchschnitten und in Gräben abgesunken, die mit Vulcanen besetzt sein mögen oder nicht. Dort, wo solche Gräben ausserhalb junger Faltung stehen, wie in Africa und in Central-Asien, ist auch deutliche Verschiebung nicht beobachtet, obwohl die Linien in Central-Asien im Sinne der Faltung gekrümmt sind. In beiden Gebieten finden sich auch Gräben ohne Vulcane, so die Strecke des Tanganyika, der Baikal-See und die Senkung von Ljuktshun. Dass in jüngeren

Faltungsgebieten von den Sohlen Injection ausgehen kann, zeigen z. B. die Vorkommnisse am oberen Indus und am Zuge von Ivrea. Es ist höchst wahrscheinlich, dass die Amphibolitzüge, welche im Norden längs der caledonischen Ueberschiebung auftreten, ähnliche Injectionen sind, und dass z. B. der Olivin-Gabbro des Sulitelma seine Fortsetzung in dem Amphibolit des Tarrekaisse und des Sarjek, nämlich in der Zone der Verfrachtung findet.[31]

Wo aber die Sohle so flach wird, wie in dem letzteren Falle, kann sie nicht zugleich die Strasse von Eruptionen sein. Auch hier verträgt die Natur keine Schablone.

Während im Zuge von Ivrea die massenhafte, in der Richtung der Faltung (entgegen den Dinariden) erfolgte Injection und das Auftreten von Nickelerzen auf die Nähe der Schlote hinweisen, lässt im Osten die Tonalit-Zone erkennen, dass eine Zone der Disjunction nahe an der Grenze der Alpen gegen das karnische Gebirge und die Dinariden vorhanden war, und dass diese nachträglich von einer aus dem Süden kommenden Ueberschiebung beeinflusst worden ist. Der lange Parallelzug von Granitit, der den Tonalit begleitet, dann weiter im Westen das Bruchfeld von Lienz, wären Zeichen dieser Disjunction. Die ganze tonalitische Zone ist nachträglich gegen Nord überworfen und in Tonalit-Gneiss verwandelt worden. Diese Bewegung war aber nicht das Ende der vulcanischen Vorgänge, denn die Andesite Süd-Steyermark's, die wir als die Fortsetzung der Tonalite ansehen, sind jünger als diese Bewegung. Das volle Verständniss des Vorganges ist aber noch ziemlich weit entfernt, da weit im Norden, am Wolfgang-See, Blöcke von Tonalit (und Gabbro) auftreten, die allem Anscheine nach in dem Werfener Schiefer verfrachtet worden sind, folglich auf der ostalpinen Sohle, die tektonisch tiefer ist als die dinarische Sohle.

Suchen wir ein anderes Beispiel auf.

Cook's Einlass umschloss zur Zeit der Kenai-Stufe als Graben einen Süsswasser-See; spätere Senkung ist nachgefolgt; tertiäre Falten am östlichen Meeressaume lassen sich dahin deuten, dass die ausserhalb des Grabens liegende Zone des Gebirges selbstständig bewegt worden sei. Jenseits der Schaarung weichen S. Elias und Rocky Mts. weit auseinander und die grösste Narbe der Erde, der columbische Granodiorit, tritt zwischen ihnen hervor.

Man könnte, über F. v. Richthofen's Meinung noch hinausgehend, eine ausgedehnte Bewegung in pacifischer Richtung (etwa die Linie *fae*; III, *b*, 579) voraussetzen, entsprechend jener Vermuthung, die eine Schollenbewegung an den africanischen Spalten im Osten von Ankober annehmen möchte. Zu viele Räthsel und Unklarheiten schweben über diesen Fragen, als dass dermalen ihre weitere Verfolgung sich von Nutzen erweisen könnte.

Atlantische und pacifische Laven. Die Thatsache, dass mit Ausnahme des zerrissenen Africa weder Laurentia, noch Brasilien, noch irgend eines der anderen alten Vorländer, noch Angara-Land oder Australien auf trockenem Lande thätige Vulcane besitzen, hat seit lange Aufmerksamkeit erregt. Insbesondere hat in N.-America der Gegensatz zwischen Ost und West die Fachmänner beschäftigt. M. Lévy's im J. 1898 entworfene Classification der mit Vulcanen besetzten Dislocationen unterscheidet gleichfalls in erster Linie solche in gefaltetem und in ungefaltetem Lande.[32] Dass aber regionale Verschiedenheit der Laven vorhanden sei, war nicht bekannt.

Im J. 1902 veröffentlichte Becke die überraschende Erfahrung, dass man zwei Typen jungvulcanischer Gesteine zu unterscheiden habe und dass vorwaltend tangential gefaltete Gebiete dem einen (Andes-Typus), Gebiete mit vorwaltend radialen Dislocationen (Schollenbrüchen) dem anderen (Typus des böhmischen Mittelgebirges) angehören.[33]

Wenige Monate darauf, im J. 1903, ist Prior unabhängig von Becke auf Grund seiner Untersuchungen ostafricanischer Gesteine zu dem gleichen Ergebnisse gelangt[34] und im selben Jahre 1903 erschien auch Becke's ausführlichere Arbeit über diesen Gegenstand, in der dieselben beiden Typen als der pacifische und der atlantische bezeichnet sind.[34]

Hienach gibt es eine tephritische, atlantische und eine andesitische, pacifische Reihe. Die atlantische ist durch die grössere Menge an Alkalien, namentlich Na, gekennzeichnet, während in der pacifischen Reihe die Alkalien zurücktreten und Ca und Mg in grösserer Menge auftreten. Die ultrabasischen Mg-Gesteine (z. B. Crofesima) scheinen beiden gemein zu sein. Beide Reihen besitzen auch saure Glieder.

Nach den bis jetzt vorliegenden Angaben umfasst die tephritische Reihe den Atlantischen Ocean, Africa, Antarktis und

Theile von Europa. Innerhalb eines Bogens, der von Tristan d'Acunha über Trinidad, Fernando Noronha, Ascension, die Capverden, Teneriffa nach Pantelleria, nach Aden und Madagascar gezogen wird, herrscht diese Serie. Alle africanischen Brüche, auch die vereinzelten Vorkommnisse am Tsad und Schari,[35] ebenso Transvaal gehören ihr an. Im Süden gehören hieher Kerguelen, der Gaussberg (nach Philippi), Cap Adare und Süd-Victoria-Land. Prior rechnet Dunedin im südlichen Neu-Seeland hieher, nicht aber die nördliche Insel.

Nördlich vom Mittelmeere fallen in diese Gruppe das böhmische Mittelgebirge, Rhön, Vogelsberg, Eifel, Höhgau, der Kaiserstuhl im Rheingraben und weiter im Norden die inneren Hebriden, Faröer und Island.

Uebergänge oder Meinungsverschiedenheit bestehen für das Siebengebirge am Rhein, für Gleichenberg in Steyermark, Predazzo und die Auvergne.

Die pacifische, andesitische Reihe tritt hervor in Santorin (Dinariden), in den Karpathen und in den Andesiten am Ostende der Tonalit-Zone der Alpen. Vesuv und phlegräische Felder zählt Becke zur tephritischen Reihe.

Die ganze Umfassung des Stillen Ocean's von Neu-Seeland bis Java, Alaska und die ganze westliche Küste America's fallen der andesitischen Reihe zu. Wo die N.-Antillen in das atlantische Gebiet vortreten, tritt mit ihnen das andesitische Gestein vor. Lacroix betont die Verwandtschaft der vulcanischen Felsarten der kleinen Antillen mit den von Küch untersuchten Gesteinen von Ecuador und Süd-Columbien. Im Gegensatze dazu sind aus dem Tafellande Texas tephritische Felsarten bekannt.

Tephritische Gesteine herrschen auch im östlichen Theile der Vereinigten Staaten, während, wie gesagt, im Westen die Andesite auftreten. Die Gesteine der Laccolithen und Decken O. von den Rocky Mts. in Montana betrachtet Becke als eine eigenartige Entwicklung der tephritischen Reihe.

Obwohl nun viele wichtige Punkte noch nicht festgestellt sind, ist doch das Ergebniss bereits ein so umfassendes, dass man nicht zaudern kann, der vorgeschlagenen Bezeichnung zuzustimmen und die tephritische als die atlantische, die andesitische als die pacifische Serie zu bezeichnen. Becke geht sogar einen Schritt weiter, indem er diese Bezeichnungen nicht nur als geo-

graphische auffasst, sondern sie als Gebiete des Einbruches durch radiale Contraction (tephritisch, atlantisch) und als solche der Faltung durch tangentialen Zusammenschub (andesitisch, pacifisch) trennt.[36] Für diese Auffassung sprechen viele Umstände, so das Vortreten der Andesite in den Antillen im Gegensatze zu den tephritischen Gesteinen von Texas, das Eintreten der Andesite in das Aegäische Meer, in die Karpathen und Theile der Alpen. Selbst die tephritische Natur der Umgebung von Neapel stünde im Einklange mit der Annahme eines Einbruches an dieser Stelle.

Verbeek und Fennema's Beschreibung der Insel Java bieten einen lehrreichen Fall. Die vulcanische Zone wird von 116 bedeutenderen Vulcanen gebildet. Neben dieser besteht ein räumlich abgegrenztes Gebiet tephritischer Leucit-Laven (III, *a*, 323). Es wird von fünf Vulcanen längs der NO.-Küste und auf der nahen Insel Bawéan gebildet und erstreckt sich nach den letzten Berichten über Saleyer bis in das südliche Celebes. Dabei zieht in der Flores-See eine sehr bedeutende Tiefe (— 5121 M.) südlich von Saleyer und den benachbarten, gleichfalls leucitischen Inselchen vorbei und scheidet sie von den leucitischen Vulcanen auf Bawéan und Java. Während man nun meint, ein atlantisches, vielleicht auch durch die älteren Gesteine der Karimoen-Inseln angedeutetes Gebiet abgrenzen zu können, tritt in einem der leucitischen Kratere der NO.-Küste, Lourous, ein junger Ausbruch von Hornblende-Andesit, das pacifische Gestein der Hauptzone, zu Tage.[37]

Das mag eine Grenz-Erscheinung sein; immerhin weist sie auf schärfere Scheidung beider Gesteine in der Tiefe.

Schon wurde hier die tephritische Beschaffenheit der Terror-Vulcane als ein Grund angeführt, um S. Victoria-Land zur atlantischen Erdhälfte zu rechnen und schon hat Gourdon einen Block von alkalireichem Granit auf der Insel Wandel als einen Fremdling in andinem Gebiete abgeschieden.[38] Die Zukunft wird lehren, ob er die Spur des atlantischen Vorlandes ist. Die Bekräftigung der tektonischen und der petrographischen Ergebnisse ist eine gegenseitige, und man darf die tephritische Beschaffenheit der atlantischen Inseln als eine Bestätigung der Zusammengehörigkeit der atlantischen Ufer und ebenso die andesitischen Felsarten in Karpathen und Alpen als einen Hinweis auf ihre Verbindung mit dem asiatischen Baue ansehen.

Becke's Hypothese beruht auf der Voraussetzung, dass in den pacifischen Essen eine beträchtlichere Aufzehrung sedimentärer Gesteine stattfinde, welche den grösseren Gehalt an Ca und Mg erklären würde. Es dürfte sich empfehlen, auch die folgende Erfahrung in Betracht zu ziehen.

In der atlantischen Erdhälfte muss in den späteren Zeitabschnitten die Erstarrung besondere Fortschritte gemacht haben. Gegen den Schluss des Carbon wurden noch die westlichen Altaiden quer über den Ocean gefaltet und die Faltung der Cap-Gebirge dürfte bis in die untere Trias angedauert haben. Später ist aber gar keine wesentliche Faltung eingetreten, vom Ganges bis zum Cap Hoorn. In der mittleren Tertiärzeit war die Erstarrung bereits so vorgeschritten, dass der Rheingraben schräge über das variscische Streichen sich öffnen konnte. In Laurentia ist die Erstarrung noch viel älter und in der Sahara reicht sie mindestens bis zum Ober-Silur hinab.

Die Frage tritt daher hervor, ob das Zurücktreten vom Ca und Mg in der atlantischen Erdhälfte nicht mit dem Fortschreiten der Erstarrung in Verbindung stehen könnte (III, *b*, 629). Weiter kann gefragt werden, ob die Senkung der Altaiden (welche dem posthumen Aufbaue der Alpiden voranging) es war, welche pacifische Gesteine weckte, während zugleich im Vorlande atlantisches Gestein zu Tage trat. Aber mit vollem Rechte sagt Becke, dass zuerst zu untersuchen ist, ob diese Trennung atlantischer und pacifischer Gesteine sich auch in älteren Eruptions-Epochen kennbar macht.

# Anmerkungen zu Abschnitt XXV: Hervortreten und Anordnung der Vulcane.

1 Johnst. Lavis, am ang. O. p. 40.

2 A. Scacchi, La Regione vulc. fluorif. della Campania; Mem. Com. geol., 1890, IV, 47 pp., Karte. (Eine erste Auflage erschien im J. 1885.)

3 Einige Bemerk. üb. d. Mond; Sitzungsb. Akad. Wien, 1895, CIV, S. 21—54; insb. S. 34. Daubrée's Experimente zeigen die Kraft einer Explosion, setzen aber dabei einen Schnitt (Spalte) voraus; Expér. sur les actions mécan. exerc. sur les roches par des gaz etc.; Comptes rend., 24. Nov. 1890 u. folg.

4 W. Branco, Schwaben's 125 Vulcan-Embryonen und deren tufferfüllt. Ausbruchsröhren; Jahresh. Ver. f. vaterl. Naturkunde in Württemb., 1894 u. 1895; 816 SS., Karten; hiezu viele Schriften von Branco, Koken, E. Fraas, Knebel, Gaiser und Oberdorfer; ich nenne nur Branco, Das vulc. Vorries u. s. w., Abh. Akad. Berlin, (1902) 1903; 132 SS., Karte. Die gedrehten Trachyt-Tropfen des nahen Haarhofes sind leer (ohne Einschlüsse einer älteren Lava), als Zeichen eines einmaligen Ausbruches; hiezu Mercalli, Notiz. Vesuv., 1895, p. 7, 10. Branco bezeichnet den Vorgang am Ries als eine Contact-Explosion; dabei ist unter dem Contact die Untergrenze des Grundwassers verstanden.

5 A. Geikie, The Volc. Necks of E. Fife; Mem. Geol. Surv. (aus: Geol. of E. Fife), 1902, p. 200—283, Karte.

6 C. E. Dutton, Mt. Taylor and the Zuñi Plateau; U. S. Geol. Surv., Ann. Rep., 1885, VI, p. 111—202, Karte.

7 „perché avendo esse (le materie vaporose) potuto trovare un immediato sfogo da estesa fenditura rimasta aperta, fecero rapidamente diminuire quella tensione necessaria a spingere al di fuori la lava di centri di dove avea incominciato a scaturire; Or. Silvestri, Sulla Esplos. eccentrica dell' Etna arr. il 22. Marzo 1883; Acc. Gioen. Catania, 1884, XVII, 195 pp., Karten: insb. p. 125; A. Riccò e S. Arcidiacono, L'Eruz. dell' Etna nel 1892; R. Osserv. di Catania ed Etneo, 1904, I (in 3 Theilen; Karten) u. And.

8 Die älteren Vorkommnisse verzeichnete J. Niedzwiezki, Jahrb. geol. Reichsanst., 1873, XXIII, S. 283—288, Karte; eine Skizze von Einzelheiten wurde den Theilnehmern des IX. geol. Congresses v. 1903 vom Bergdirektor Dr. Fillunger in Mähr.-Ostrau überreicht. Ueber den geringen Grad der Temperatur: Jičinsky in Monogr. d. Ostr.-Karwiner Steink.-Revieres; $4^0$, Teschen, 1885, S. 11, Fig. 3 bis 7.

9 A. Geikie, Anc. Volc. of Gr. Britain; $8^0$, 1897, II, p. 147 u. folg.; J. J. H. Teall, Petrol. Notes on some North-of-England Dykes; Quart. Journ. Geol. Soc., 1884, XL, p. 209—246.

10 W. H. Weed, Geol. of the Little Belt Mts., Mont., accomp. by a Rep. on the Petrogr. of the ign. Rocks by L. V. Pirsson; U. S. Geol. Surv., 1900, XX, 3, p. 257 bis 581, Karten; insb. p. 454—459 u. 552.

11 J. E. Hibsch, Geol. Karte d. böhm. Mittelgeb. Blatt V; (Tschermak) Becke, Min. u. petrogr. Mitth., 1902, Neue Folge, XXI, S. 465—590, insb. S. 469, Karte.

12 Hier sei nur verwiesen auf Mich. Lévy, Bull. soc. géol. 1890, 3. sér., XVIII, p. 700, Fig. 3 und M. Boule, ebendas., 1893, 3. sér., XXI, p. 552, Fig. 11; ferner auf Giraud, Bull. serv. Carte géol., 1903, XIII, p. 397, Fig. 97, und Glangeaud, Limogne, Sept périodes d'activ. volc. du Mioc. inf. au Pleistoc., Comptes rend., 9. Mars 1908.

13 J. S. Diller, Sandstone Dykes; Bull. Geol. Soc. Am., 1890, I, p. 411—442. Hiebei mag die Frage unberührt bleiben, ob und bis zu welchem Grade Torsion an der Cleavage betheiligt ist.

14 z. B. in West-Virginien; Eldridge, am ang. O.; Anm. 4, p. 236.

15 A. Rogers and E. Schwarz, Ann. Rep. Geol. Comm., Cape of Good Hope, (1898) 1900, p. 62. Am Zuurberge ist eine Verwerfung, begleitet von einem Gange von Melilith-Basalt, gleichfalls jünger als Uitenhage; Trans. S. Afr. Phil. Soc., 1905, XVI, p. 189—199. Weit davon, gegen NW., treten noch zwei Gänge im gefalteten Gebirge auf. Da am Drakenberge Aschen und Ergüsse in Höhlensandstein (rhätisch oder Lias) angeführt werden, scheint die Dauer der Eruptionen eine lange gewesen zu sein; vgl. Du Toit, Trans. S. Afr. Phil. Soc., 1905, XVI, a, p. 53—70, Karte.

16 E. Cohen, Melilith-Augit-Gesteine u. calcitführender Aplit aus S.-Afr.; Tschermak, Min. Mitth. 1895; n. Folg., XIV, S. 188—190. Cohen war einer der Ersten, die ein genaueres Bild der Diamant-Vorkommnisse entwarfen.

17 H. S. Harger, The Diamond Pipes and Fissures of S. Africa; Trans. S. Afr. Geol. Soc., 1905, VIII, p. 113—115.

18 Rogers and Schwarz, Geol. Surv. in the S. Parts of the Transkei and Pondoland; Ann. Rep. Geol. Comm., (1901) 1902, p. 25—46, Karte; insbes. p. 30; Rogers, An Introduct. to the Geol. of Cape Colony; $8^0$, Lond., 1905, p. 247, und dess. Gouritz River, Trans. S. Afr. Phil. Soc., 1903, XIV, p. 377 u. an and. O.

19 E. Schwarz, Geol. Surv. of Part of the Matatiele Divis., Griqua Land East; Geol. Comm. Cape of G. Hope, (1902) 1903, VIII, p. 11—96, Karte; insb. p. 48 u. folg. „Fissures of Eruption."

20 A. Rogers and A. L. Du Toit, Ann. Rep. (1903) 1904, p. 43 u. folg.; dieselben: The Sutherland volc. Pipes and their Relationship to other Vents in S. Afr.; Trans. S. Afr. Phil. Soc., 1904, XV, p. 61—83.

21 z. B. Hatch and Corstorphine, Geol. of S. Afr.; $8^0$, 1905, p. 290; insb. Harger, am ang. O. und wiederholte Schriften von Graichen, Macco, Voit, R. Beck in Zeitschr. f. prakt. Geol., namentlich 1906 u. 1907.

22 Du Toit, Geol. Surv. of E. Portion of Griqua-Land West; Geol. Comm. Cape of G. Hope; Ann. Rep. (1906) 1907, XI, p. 87—176, insb. p. 140.

23 Eigenthüml. ein. Himmelskörp.; Sitzungsb. Akad. Wien., 1908, CXVI, S. 1555—1561.

24 E. F. Pittman, Ann. Rep. Dep. of Mines, N. S. Wales, (1900) 1901, p. 180, 181, Karte. In Brasilien herrschen abweichende Verhältnisse; vgl. Orv. Derby, Am. Journ. Geol., 1898, VI, p. 121—146.

25 I, III, Fig. 4; A. Bergeat, Die äolisch. Inseln; Abh. Akad. München, 1899, XX; 274 SS, Karten, an viel. Orten.

26 F. v. Richthofen, Geomorph. Stud. aus Ost-Asien, IV u. V; Sitzungsb. Akad. Berlin, 1903, S. 872.

27 Rothpletz, Ueb. d. Möglichkeit den Gegensatz zwischen d. Contract.- und der Expans.-Theorie aufzuheben; Sitzungsb. Akad. München, 1902, XXXII, S. 311—325.

28 Volz, Sitzungsb. Akad. Berlin, 1907, S. 139.

29 V. Sabatini, Vulc. Laziale; Mem. descr. de Carta geol., 1900, XI, 392 pp., Karte; vgl. Note zu p. 32.

30 H. I. Jensen, Geol. of the Volc. Area of the E. Moreton and Wide Bay Distr., Queensland; Proc. Linn. Soc. N. S. Wales, 1906, p. 73—173, Karten; insb. p. 97 (die Stelle iegt zwischen 27 und $28^0$ s. Br.).

31 Hj. Sjögren, Om Sulitelma-omradets bergart. och tekton.; Geol. För. Forh. 1896, XVIII, p. 346—376, insb. p. 361; P. I. Holmquist, En geol. profil ofv. fjellomrad. emell. Kvikkjokk och Norsk. Kusten; ebendas., 1900, XXII, p. 72—104, 151—177 u. 232—272;

insb. p. 255, Karte; Hamberg, Om fasta bergets geol. inom Sarjektrakten; ebendas. 1901, XXIII, p. 18—23, ferner p. 26; für ähnliche Vorkommnisse außer den bereits angeführten Schriften von Vogt, insb. auch C. F. Kolderup, Labradorfels. d. W. Norweg.; Bergen's Mus. Aarbog, 1903, No. 12; 129 pp., Karte.

32 M. Lévy, Sur la Coord. et la Répartit. des Fractures et des Effondrements de l'Ecorce terrestre en Relat. avec les Epanchements volc.; Bull. soc. géol., 1898, 3. sér., XXVI, p. 105—121.

33 Becke in Verh. Ges. deutsch. Naturf. u. Aerzte zu Karlsbad, 1903, 2. Theil, Protok. d. naturw. Abtheil. v. 22. Sept., S. 125—126.

34 G. T. Prior, Contrib. to the Petrology of Brit. E. Africa; Comparis. of volc. rocks from the Great Rift Valley with rocks from Pantelleria, the Canary Isl., Ascension, St. Helena, Aden and Abyssinia; Min. Magaz., 1903, XIII, p. 228—263; und ders., Nat. Antarct. Exped., I, Geol. 1907, p. 122 u. folg.

35 Gentil et Freydenberg, Comptes rend., 17. Févr. 1908.

36 Becke, Die Eruptivgebiete d. böhm. Mittelgeb. u. d. american. Anden. Atlant. u. pazif. Sippe d. Eruptiv-Gesteine; Becke, Min. petrogr. Mitth., 1903, XXII, S. 209—265.

37 R. D. M. Verbeek et R. Fennema, Descr. géol. de Java et Madoura; 2 Bde., $8^0$, Amsterd., 1896, Atlas; p. 986 u. folg., p. 1015; und Verbeek, Rapp. sur les Molucques; $8^0$, Batavia, 1908; 844 pp. u. Atlas; insb. p. 772, 773. Dieses letztere, sehr inhaltsreiche Werk ist zu spät in meine Hand gekommen, um bei früheren Abschnitten benützt zu werden.

38 Gourdon, Expéd. Charcot, Géogr. phys. etc., p. 208.



Fig. 1.

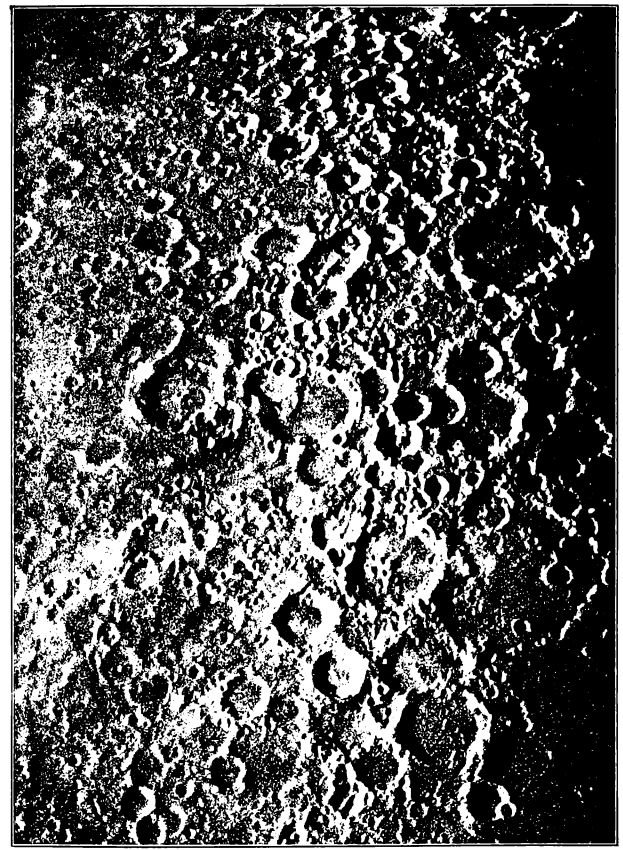


Fig. 2.

Der Mond.

Von der Pariser Sternwarte aufgenommen und mit ihrer Erlaubniss veröffentlicht.

Hiezu die Anmerkung am Schlusse des Abschnittes XXVI, S. 738.

# SECHSUNDZWANZIGSTER ABSCHNITT.

## Der Mond. — Theoretisches. — Rückblick.

Der Mond. — Lunare und irdische Meeresbecken. — Abtrennung des Mondes und Folgen. — Isostatische Compensation der Gebirge. — Compensation der Continente. — Compensation, Allgemeines. — Contraction des Erdkörpers. — Rückblick.

Der Mond. (Hiezu Taf. XXI.) Der Satellit, welcher unseren Planeten begleitet, ist im Stück des Planeten selbst. Die Höhen auf dem Monde dürften 7000 M. erreichen. Dieses Maass wird an den steilen inneren Abfällen von Casatus und Newton am äussersten südlichen Rande des Mondes angeführt. Der Schatten, der in den Krater Theophilus sich hinabsenkt, verräth einen Absturz von 5500 M., ebenso viel der Gipfel Huyghens im lunaren Appennin. Auch Farben sind kennbar, dunkle Lavaflächen im Mare Crisium, M. Tranquillitatis u. A., dazu auch glänzend weisse Stellen, wie Aristarch, lange weisse Strahlen, ausgehend von Tycho, Copernicus u. A.

Wer die Erde mit dem Monde vergleichen will, sollte von dieser nicht nur die das Sonnenlicht abtönende Atmosphäre entfernen, sondern auch die polaren Eismassen, die Firnfelder der Hochgebirge, Pflanzenwuchs und die Humusdecke, endlich alles Wasser der Oceane und alle Folgen der Erosion und Abrasion. Das nackte Antlitz zeigt sofort, wie sehr man sich gewöhnt hat, bei dem Vergleiche von Erde und Mond absolute Höhen mit relativen Höhen zu vergleichen. Die Höhen des Mondes mögen steiler abfallen als jene der Erde; beträchtlicher sind sie nicht.

Stellen wir uns vor, wir würden aus den tiefsten Tiefen der

Oceane heraufsteigen zu den höchsten Bergspitzen, und folgen wir zugleich den von H. Wagner veröffentlichten Ziffern.[1] Sobald wir aufsteigend — 4000 M. erreicht haben, liegen bereits 39 Proz. der Oberfläche der Lithosphäre unter uns. In — 3000 M. sind es 52 Proz.; mehr als die Hälfte der planetarischen Oberfläche liegt tiefer als — 3000 M. Indem wir den Strand erreichen, sind es 71·8 Proz. Nur 28·2 Proz. bleiben trocken und von der Gesammtfläche liegen nur 6 Proz. über + 1000 M. So gering ist die summirte Oberfläche aller Gebirge und jene der Hochgebirge sinkt noch viel tiefer herab.

Die Morgensonne leuchtet tief unter uns über die nordchilenische Küste, wo die Wasserscheide von Atacama sich fast 13 Kilom. über die entleerten Tiefen erhebt. Vom Gipfel des Llullaico sind es mehr als 14 Kilom., aber die Tiefen sind zu entfernt, um deutlich die volle Länge der Schlagschatten zu zeigen und die Morgensonne bietet keine Grenze zwischen der die Küste begleitenden Tiefe und dem höher liegenden Meeresgrunde. Ueber diesen ragen, in Curven geordnet, Hunderte von Inseln empor, einzelne als grössere Massen, andere als schlanke Thürme, noch andere ganz schlank und mehr einem Minaret gleichend. Sie sind 4 bis 5, in einem Falle (Guam) mehr als 9 Kilom. hoch, und indem der Tag vorschreitet, wandern unter unseren Augen ihre Schatten wie die Zeiger ebensovieler riesiger Sonnenuhren. Im Norden wird ein dunkler Fleck sichtbar, das Basaltfeld des Snake und Colorado, und während wir staunend dem Schauspiele folgen, tritt Dämmerung ein und noch weiter im Norden tritt nun ein weisser Fleck im südlichen Alaska hervor. Er reicht von 60° 40′ n. Br., 138° 30′ w. L. (O'Connor Gletscher, Nordseite des S. Elias) bis in die Thäler des unteren Pelly, unteren Lewes und White River, endlich bis beiläufig 64° 30′ und 141° (Forty Mile-District im Gebiete des Yukon). Das ist die nach Entfernung des Waldbodens sichtbare weisse Asche, die vom Vulcan Na-taz-hat (etwa 61° 30′ n. Br., 141° 30′ w. L.) stammen dürfte. Bevor die Nacht einbricht, zeigt noch der Schatten des Fusiyama die Höhe von 11 Kilom.[2]

Alle die mühevollen und gewissenhaften Versuche, die Mädler, Jul. Schmidt und andere verdiente Forscher unternommen haben, um durch Zeichnung die Oberfläche des Mondes darzustellen, sind übertroffen durch die Leistungen der Photographie. Insbesondere bietet der von Loewy und Puiseux ausgeführte, von

der Pariser Sternwarte herausgegebene Atlas des Mondes einen reichen Schatz der Belehrung.[3] Neben diesem ist die von der Smithsonian Institution veröffentlichte Reihe von Aufnahmen der Lick- und der Yerkes-Sternwarte anzuführen, zu welcher Shaler den Text geliefert hat.[4] Hier sollen nur einige Einzelheiten zur Sprache kommen, und zwar zuerst die vulcanischen Vorkommnisse.

1. Grosse Schmelzherde. Die sogenannten Meere des Mondes sind in der Hauptsache vertiefte, erstarrte Lavaflächen von regelmässigem, rundem oder ovalem Umriss, ziemlich scharf umgrenzt, zuweilen auch überfliessend in benachbarte Tiefen, wie das namentlich am Rande des M. Humorum der Fall ist, dessen Lava in mehrere ältere Kratere abfliesst und andere überfluthet. Durch das Zusammentreten von Kreisen können allerdings unregelmässigere Umrisse entstehen, aber zahlreiche typische Gestalten, wie die Ellipse des M. Crisium (570 und 450 Kilom.), oder die Art, wie sich der Sinus Iridum (215 Kilom.) an das M. Imbrium anfügt, zeigen deutlich die normale Gestalt. Im M. Nectaris unterscheiden Loewy und Puiseux fünf einander folgende Senkungen mit dem Gesammtbetrage von einigen tausend Metern. Keilförmige Horste werden gebildet, wo zwei Umrisse sich schneiden. Solche sind Cap Heraclides und Cap Laplace an der Grenze des Sinus Iridum gegen M. Imbrium und in grösserem Maassstabe Appennin und Karpathen zwischen M. Imbrium und dem fast kreisförmigen M. Serenitatis.

Die irdischen Batholithen lehren, wie aus dem Innern eine erhitzte Masse unter unausgesetztem Zuströmen von Wärme aufschmelzend sich der Oberfläche zu nähern vermag. Erreicht sie diese, so wird, wie der Mond zeigt, eine Lavafläche gebildet, deren Umriss bei dem kleineren Halbmesser dieses Himmelskörpers sich dem eines Kugelabschnittes nähern muss. Die regelmässigen peripherischen Senkungsbrüche, welche in einiger Entfernung vom Umrisse das Mare Humorum umgeben, und andere ähnliche Beispiele zeigen aber, dass in diesen Fällen die kreisförmige Senkung ausgedehnter war als die Fläche der Lava.

Diese immerhin recht bedeutenden lunaren Aufschmelzungen lassen zugleich erkennen, wie sehr die Natur von einem regelmässigen Gange der Abkühlung abweicht. Das erneute Eintreten hoher Temperaturen in Regionen, die bereits erstarrt gewesen sind, ist in der Geschichte dieser beiden Himmelskörper öfters

eingetreten und man weiss nicht, ob die erstarrten äusseren Hüllen der Erde nicht auch heute noch in der Tiefe ähnlichen Angriffen ausgesetzt sind.

Wallkreise, nämlich kleinere Schmelzherde, treten im Antlitze des Mondes am auffallendsten hervor. In der Mitte einer sanft ansteigenden, vielleicht ganz ebenen Fläche öffnet sich eine weite Tiefe mit steilen, öfters abgestuften, oft einige tausend Meter tiefen Abstürzen. In der Tiefe liegt ein erstarrter Lava-See; oft ist eine zweite, dritte, ausnahmsweise sogar eine fünfte Absenkung erfolgt. Immer tiefer sinkt der Lava-See; fast immer ist der nachfolgende kleiner und der jüngste und kleinste kann sich endlich mehr als 5000 M. unter der Umgebung befinden.

Loewy und Puiseux sehen mit Recht in dem Sinus Iridum einen Uebergang von den Meeren zu diesen kleineren und schärfer umgrenzten Schmelzherden, von denen z. B. Clavius noch 228 Kilom. erreicht. Mit ebensoviel Recht hat sie Dana bereits im J. 1846 den Vulcanen von Hawaii verglichen und Pickering hat eine Reihe lehrreicher Lichtbilder aus Hawaii veröffentlicht, die zu dem besonderen Zwecke des Vergleiches mit dem Monde aufgenommen worden sind.[5] Dort allerdings liegt der Lava-See des Mauna Loa auf der Höhe einer 4175 M. über den Meeresspiegel aufragenden, thatsächlich etwa 9 Kilom. hohen, rings sehr flach abfallenden, riesigen Masse von Lava. Einige wenige lunare Vulcane, insbesondere Wargentin, haben Auftrieb genug besessen, um ihre Laven über den Rand des Schlundes fliessen zu lassen. Es ist klar, dass wenn die Zahl dieser lunaren Vulcane geringer und ihr Auftrieb bedeutender gewesen wären, ihre wiederholten Uebergüsse Berge nach Art jener von Hawaii erzeugt hätten.

Dabei darf nicht vergessen werden, dass neben dem hohen Mauna Loa der viel niedrigere Kilauea (1280 M.) steht, welcher ebenfalls einen Lava-See trägt, und dass bei einer Entfernung von wenig mehr als 30 Kilom. z. B. zur Zeit von Dutton's Besuch im J. 1882 der Höhenunterschied zwischen den beiden glühenden Lava-See'n nicht weniger als 2834 M. betrug.[6]

An irdischen Vulcanen ist nicht selten dem Rande eines grösseren Kraters ein jüngerer, fast immer kleinerer Krater aufgesetzt; er reitet auf dem Rande. So reitet in den phlegräischen Feldern der Krater von Agnano auf dem Astroni. Im Albaner Gebirge sind die Krater-See'n von Nemi und Albano dem tusculani-

schen Kraterrande aufgesetzt. Der See von Bolsena wird nach Moderni's Untersuchungen von vier Krateren umgeben, von denen jeder eine selbständige Geschichte hat und welche (mit Inbegriff zweifelhafter Vorkommnisse) die Spuren von 89 Essen umfassen. In der Umrahmung des See's von Bracciano zählt Moderni ihrer 52.[7]

Dieses Reiten des jüngeren Kreises auf dem Rande des älteren hat seit lange die Aufmerksamkeit der Selenologen auf sich gezogen. Man bemerkt es in Stoefler, Baronius, Albategnius A, Thebit A, Davy, Clavius *a* und *b*, und kann sogar mehrere einander folgende Generationen unterscheiden, in der Regel, wie gesagt, mit immer kleinerem Durchmesser und immer tieferem Lava-See. Wer Clavius oder Stoefler rings umwandern könnte, würde vielleicht nicht viel weniger Spuren von Essen zählen, als Moderni um den See von Bracciano zählte (Taf. XXI, Fig. 2).

Das Reiten auf dem alten Walle hat vielleicht darin seinen Grund, dass im alten Krater am Rande der Obstruction gegen die Innenseite des Walles öfters peripherische Zerklüftung auftritt, aus der Gase empordringen. Dies zeigt sehr schön die phlegräische Solfatara.[8] Die Ausströmung bohrt sich aus und ein neuer Krater entsteht. Aus solchen kleineren peripherischen Oeffnungen gehen nach Loewy und Puiseux die langen Strahlen weisser Asche aus, welche viele der Kratere umgeben. So kommt es, dass einzelne dieser Strahlen gegen den Krater nicht radial, sondern tangential stehen. Von Meissier gehen zwei leicht divergirende, tangentiale Strahlen aus, die wahrscheinlich von ein und demselben Aschenwirbel erzeugt wurden. Insbesondere wird gezeigt, dass die von Tycho ausgehenden Strahlen bei Begegnung eines Hindernisses ihre weisse Farbe verdichten und dass Strahlen dieser Art überhaupt auf Ebenen ausflachen. Ebenso fand Sapper, dass bei dem Ausbruche des Vulc. S. Maria in Guatemala vom October 1902 die dem Vulcan zugekehrten Abhänge stärker mit Asche bedeckt wurden als die abgewendeten.[9]

Die kleineren grellen weissen Flecken, wie in Humboldt und Werner, dürften Alaun sein wie in der Tiefe der phlegräischen Solfatara.

Mit dem Auftreten von Asche und Zerstäubung erfolgt eine weitere, wesentliche Annäherung an irdische Verhältnisse, aber Aufschüttungskegel sind auf dem Monde selten. Loewy und

Puiseux bezeichnen Cichus als einen solchen. Pickering beschreibt einen zwischen Ries und Mercator. Hyginus ist mehr eine Grube auf einer Spalte und ist selbst von der Spalte zerschnitten, wie Tarawera auf Neu-Seeland im J. 1886 binnen wenig Stunden von einer Spalte quer durchschnitten wurde. Die Spalte des Tarawera zeigt längs ihres Laufes zahlreiche kleinere Gruben und Kratere, bis 800 Fuss tief, die wohl Asche, aber keine Lava brachten. Solche Spalten, von zahlreichen kleinen Oeffnungen, da und dort von einer kleinen Aufschüttung begleitet, treten an nicht wenig Stellen des Mondes auf und durchschneiden zuweilen auch den Spiegel eines Schmelzherdes. Sehr deutlich sind sie z. B. zwischen Copernicus und Eratosthenes. Sie verhalten sich zu den Schmelzherden etwa so, wie auf Island die geraden, langen Spalten mit ihren Perlschnüren von Gruben und Krateren (III, *b*, 298) zu dem Kessel Askia.

An den Abhängen des Kilauea wie des Mauna Loa stehen, getrennt von den Lava-See'n, vereinzelte Aufschüttungskegel. Mauna Kea (4230 M.), nördlich von M. Loa, besitzt keinen Lava-See, trägt aber zahlreiche solche Kegel. Aus seinem Gesammtbaue ergibt sich, dass er in derselben Weise gebildet wurde wie seine Nachbarn; die Aschenkegel sind hier eine spätere, dem Erlöschen des offenen Lava-See's nachfolgende Bildung.

Auf diese Art vollzieht sich der Uebergang von den offenen Schlünden zu den aus Spalten hervortretenden Aufschüttungen und zu dem normalen irdischen Aschenkegel.

Es gibt auf dem Monde noch eine besondere, durch einen scharfen Rand und grosse Tiefe ausgezeichnete Gruppe von kreisförmigen Oeffnungen, welche 15 und sogar 18 Kilom. im Durchmesser erreichen können. Zuweilen scheint ihr Rand sogar etwas kegelförmig aufgezogen. Als Typus mag Ptolemaeus *A* gelten. Diese Oeffnungen dürften durch vereinzelte Explosionen von Gasen gebildet sein. Vielleicht hat man sie den südafricanischen diamantführenden Schlünden zu vergleichen.[10]

Trotz aller sonstigen physischen Verschiedenheiten hat der lunare Vulcanismus eine dem irdischen sehr ähnliche Entwickelung genommen. Helle und dunkle Aschen lassen sich unterscheiden und deuten auf die Abscheidung salischer Gesteine. Das setzt auch eine gewisse Menge von Sauerstoff zur Bildung der Oxyde

voraus. Bestätigt sich das Auftreten von Alaun, so ergibt sich eine weitere wesentliche Annäherung an irdische Zustände. Alles bezeugt den einstigen Bestand juveniler Gase.

Bei so grosser Uebereinstimmung drängt sich die Frage auf, ob die irdischen Sedimente nicht irgend einen Unterbau verhüllen, welcher nach Art der lunaren Oberfläche sich im Laufe der Zeiten gebildet und alle irdische Tektonik beeinflusst oder gar beherrscht hat.

Ein einfacher Fall ist das Thal der Alpen, eine gradlinige Furche, 130 Kilom. lang, an ihrem Beginne 9 bis 10 Kilom. breit, von da durch 90 Kilom. sehr langsam, dann, wie es scheint unter einer leichten bajonnettförmigen Verschiebung, plötzlich an Breite abnehmend und noch durch weitere 40 Kilom. kennbar. Die beiderseitigen sehr steilen Wände sind 3000 M. hoch. Man würde das Thal für einen Graben halten, wenn nicht der Boden ganz eben wäre. Es wird vermuthet, dass eine leichte Verschiebung der Schollen eingetreten sei.[11]

Wenn vor der Bildung der Spalte auf diesen 3000 M. von Lava noch mehrere tausend Meter von Gneiss und altem Schiefergestein gelegen hätten wie in dem östlichen Africa, dann hätte sich die Zerrung von der Oberfläche aus geäussert, die Kluft wäre an der Oberfläche breiter gewesen und hätte durch seitlich sich ablösende und nachstürzende Scherben die Merkmale eines staffelförmig abgesunkenen, disjunctiven Grabens erhalten. Die vermuthete Verschiebung der Schollen wäre höchstens in seiner Breite zum Ausdrucke gelangt. Uebrigens sei an die Vermuthungen erinnert, die an den rechten Winkel der Abstürze bei Ankober und an das tiefliegende Afar geknüpft worden sind.

Das Ende des Thales der Alpen ist nahe dem M. Imbrium; die Umrisse sind hier nicht klar, aber die Thatsache, dass das Ende der Kluft an ihrem breitesten Theile liegt, gleicht dem südlichen Ende des Rhein-Thales.

Die Mauer am Monde ist eine einfache Verwerfung.

Es gibt auf dem Mond eine Anzahl gerader paralleler Linien, die den Eindruck einer gewissen Spaltbarkeit der Oberfläche des Mondes anzuzeigen scheinen; mehrere derselben finden sich z. B. zwischen Arzachel, Albategnius und Ptolemaeus. Sie werden hier erwähnt, weil sich nicht läugnen lässt, dass im Umrisse des Indischen Ocean's und bis in das Gebiet der ostafrica-

nischen Brüche (dort mit mehr meridionaler Richtung), möglicherweise auch im nördlichsten Theile des Atlantischen Ocean's bis Grönland der Erdkörper eine ähnliche Neigung verräth. Die Sprünge, welche von Hyginus gegen M. Tranquillitatis ziehen, sind wechselständig geordnet. In dem ostafricanischen Graben findet bekanntlich ein wiederholtes, sprungweises, schräges Abrücken von der Nähe des Mer. 36 statt und ebenso sprungweise Rückkehr.

Lunare und irdische Meeresbecken. Am Schlusse des ersten Bandes dieser Schrift wurde gesagt, dass die oceanischen Becken der Erde durch Senkung und Einbruch entstehen und sich erweitern (I, 778). Die Begründung ergab sich aus den die Structur durchschneidenden Umrissen der atlantischen Horste, dem Abbrechen ganzer Faltenzüge und dem nicht seltenen Vortreten pflanzenführender Schichten an die Ufer. Am Schlusse des zweiten Bandes wurde aus dem Uebergewichte eustatischer negativer Strandverschiebungen die sprungweise Andauer dieser Senkungen gefolgert. Die keilförmigen Umrisse einzelner Continente zeigten sich entstanden durch das Zusammentreten zweier Senkungsfelder von verschiedenem Alter (II, 679). Die lunaren Meere sind gleichfalls Senkungsfelder, sind gleichfalls durch keilförmige Horste getrennt und ebenfalls von ungleichem Alter. So sind z. B. Appennin und Kaukasus keilförmige Horste zwischen Mare Serenitatis und M. Imbrium (Taf. XXI, Fig. 1); die Randbrüche z. B. an der Westseite des M. Nectaris am Fusse der lunaren Pyrenäen verrathen die Einsenkung; die wiederholten Linien am Rande des M. Humorum zeigen das Nachsinken; M. Nectaris und M. Crisium sind jünger als andere, u. s. w.

Island, ein vulcanischer Panzerhorst, dessen Senkungen wahrscheinlich einem höheren Horizonte des Erdkörpers angehören, ist berufen, das treueste Bild der Kesselbrüche des Mondes zu liefern. Sie zeigen sich in der NW. Halbinsel (III, *b*, 297, Fig. 23) und noch deutlicher in Faxa-Fjord. Hier vertreten die beiden Vorgebirge des Snefells-Jökul und von Reykjanes die lunaren Cap Heraclides und Cap Laplace am Eingange in den Sinus Iridum. Endlich folgt der grössere Bruch, welcher bogenförmig von Nordosten her bis Reykjavik ganz Island durchschneidet.

Die calabrischen Erdbeben lehren, wie sich unter unseren Augen ein Kesselbruch vollzieht. Hier stehen die liparischen

Vulcane in der Mitte, Aetna an der Peripherie. Würden die Laven der Liparen sich über die ganze Tiefe ausbreiten und dem Auge sichtbar sein, so wäre die Uebereinstimmung mit lunaren Formen noch grösser. Der Roussillon schneidet sich als Kesselbruch in die Pyrenäen ein ohne Rücksicht auf ihr Gefüge. Viele ähnliche Beispiele wurden bereits angeführt (z. B. I, 176). Am Ostrande der Alpen scheinen zwei Kesselbrüche sich zu berühren. Im Pariser Becken, in einzelnen Theilen des Mittelmeeres erhält sich mehr oder weniger der kreisförmige Umriss; bei noch grösserer Ausdehnung geht er endlich verloren.

Die Ursache des geringeren Auftretens von Lavafluthen auf der Erde liegt wahrscheinlich in der Mächtigkeit der äusseren, zum Theile sedimentären Hüllen. Die längere Andauer der Vorgänge hat auch ein Ineinandergreifen der Umrisse zur Folge gehabt. Im Pacifischen Ocean tritt dazu die Beirrung durch spätere tektonische Vorgänge und im Indischen Ocean die Benutzung einzelner Sprünge durch die Senkung. Den keilförmigen Massen von Grönland, von Africa (samt den Cap-Gebirgen) und von Ost-Indien steht kein zweiter Keil gegenüber wie dem lunaren Appennin der Kaukasus.

Loewy und Puiseux finden, dass auf dem Monde drei stetige Stufen sich trennen lassen, von denen jede eine längere Epoche der Ruhe und der Verfestigung anzeigt. Die erste entspricht den höher liegenden, weniger unterbrochenen und älteren Gebieten in den südlichen Theilen des Mondes, die zweite, um mindestens 3000 M. tiefer, dem allgemeinen Niveau der Meere, und die dritte, nochmals um ebensoviel tiefer, dem Grunde der Wallkreise, welche auf Kosten der Meere nach deren Verfestigung gebildet worden sind. Jede der beiden letzten Stufen wird als das Zeichen des Rückzuges der Laven um ebensoviel angesehen; noch auf Kosten der jüngsten Stufe hätten sich neue Meere und Wallkreise gebildet, von denen man keinen Grund habe anzunehmen, dass sie auf anderem Wege gebildet seien als die Meere selbst.[12]

Wir haben bereits in einem Vergleiche mit Mauna Loa bemerkt, bis zu welchem Grade der Auftrieb in benachbarten Essen schwanken mag; ein allgemeines Sinken der Laven in den Essen mag aber allerdings einen allgemeinen Fortschritt der Entgasung und Contraction anzeigen.

Auf der Erde ist kein Zollbreit der Oberfläche bekannt, dessen Höhenlage nicht durch Abtragung oder sonstwie verändert wäre und es fehlt ein Punkt der Vergleichung mit der ersten Phase, dem alten Lande im Süden des Mondes. Wir sind auf Mittelwerthe gewiesen, die aber auch nicht die ursprüngliche Höhenlage angeben. Für Africa liegen fünf Angaben der mittleren Höhe, alle zwischen 602 und 662 M., vor. Acht Ziffern für Asien schwanken von 920 bis 1010 M. Zwei abweichende Ziffern liegen tiefer.[13] Die mittlere Tiefe der drei grossen Oceane beträgt nach Krümmel's neueren Zusammenstellungen 3997 M., und zwar 3858 für den Atlantischen, 3929 für den Indischen und 4097 M. für den Pacifischen Ocean.[14] Die Tiefen der Oceane nähern sich in solchem Maasse der Ziffer von rund 4000 M., dass ein Beobachter auf dem Monde sie als das Ergebniss einer und derselben Phase der Erstarrung (im lunaren Sinne) ansehen könnte. Wir würden einwenden, dass sie verschiedenen Alters seien; er könnte antworten, dass die Summe von Aeonen, welche die stratigraphische Chronologie des Geologen umfasst, ganz und gar innerhalb des Zeitraumes einer solchen Phase liegt.

Hier befinden wir uns in dem Gefahrenfelde der Durchschnittsziffern. Die Art, in welcher die Vortiefen vor dem burmanischen Bogen in indisches und vor den N.-Antillen in atlantisches Gebiet hinaustreten, zeigt, dass sie von der allgemeinen pacifischen Einsenkung selbständig und jünger als diese sind. Der Grund des Ocean's verhält sich wie ein überfluthetes Vorland. Der Beobachter im Monde würde drei Stufen unterscheiden, jene der ostindischen Halbinsel, des Pacifischen Ocean's, dann der Vortiefen, jede davon mit dem Betrage von etwa 4000 M. Das asiatische Festland wären die gefalteten Sedimente, die dem Monde fehlen. Wir müssen eine breitere Grundlage der Erörterung aufsuchen.

Die irdischen Meeresbecken sind so mächtige Unterbrechungen der allgemeinen Oberfläche, dass hervorragende Naturforscher, wie Wallace, meinten, sie seien dem Erdkörper unabänderlich und von jeher eingeprägte Gestaltungen, es könne kein neues oceanisches Becken gebildet, noch ein bestehendes vernichtet werden. Die Erfahrung bestättigt nicht diese Voraussetzungen. Man hat allerdings zu unterscheiden zwischen den Umrissen der Meere und den Meeresbecken Die Umrisse schwanken und nicht

mit Unrecht trennt man Transgressions- oder epicontinentale Meere von den tiefen Becken. Die ersteren gehen aus Formveränderungen der Hydrosphäre, die letzteren aus solchen der Lithosphäre hervor. Die Umrisse der Transgressionen verändern sich; die tiefen Becken ändern sich auch.

Die europäischen Senkungen der Altaiden bezeichnen zugleich die Verlegung der faltenden Vorgänge und es gewinnt sogar den Anschein, als ob gerade durch diese Senkungen die weitere Faltung der Altaiden in Europa und Nord-Africa unterbrochen worden sei. In späterer Zeit hat die Tethys in Asien Druck aus Norden, in Europa aus Süden erlitten, in den Hochgebirgen traten Verfrachtungen und Faltungen ein, die Tiefen wurden geschlossen und das Meer wurde verdrängt. Dann sind neue Einbrüche erfolgt; im Mittelmeere gehen sie heute noch fort. Alle Beispiele von Kesselbrüchen, mit Ausnahme jener von Island, liegen innerhalb der Altaiden oder ihrer posthumen Bauten. Keines greift nach Africa, und so erklärt sich auch der abweichende Bau des südöstlichen Mittelmeeres bis zur gradlinigen syrischen Küste.

Ein tiefes, vom Sunda-Meere bis Süd-Europa reichendes Meer wurde dem Continente einverleibt, und dass es sich dabei wirklich um pacifisches Vordringen und um sehr tiefgehende Bewegungen handelt, beweist nicht nur das Erscheinen tibetanischer Faunen in den Ostalpen, sondern auch das Auftreten pacifischer Laven. Hierin liegt auch die Verwandtschaft von Gibraltar mit den N.-Antillen.

Die Veränderungen, welche die Erdoberfläche auch in neuerer Zeit erlitten hat, sind unvergleichlich viel grösser als man in früheren Jahren zuzugestehen bereit war, und wir nehmen Anstand, auf Grund der Durchschnittsziffern diesen Vergleich mit den Erstarrungsphasen des Mondes weiter zu verfolgen. —

Die Füllung der lunaren Meere mit Laven schien, bevor der Aufschmelzungsvorgang irdischer Batholithen anerkannt war, so unerklärlich, dass auch gewiegte Forscher meinten, diese lunaren Formen seien durch das Hereinstürzen fremder Körper erzeugt.[15] Ein aufsteigender Batholith erzeugt keine durch Breitengrade fortlaufende Spalte. Wenn er nicht selbst schmelzend die Oberfläche erreicht, öffnet sich — und das ist wohl, soweit die Sachlage kennbar ist, in der Regel der Fall — sein Dach in

einem Netz von Spalten und die Laven treten zu Tage. Dieses ist der Typus der Gruppen-Vulcane.

Ausserhalb des atlantischen Gebietes finden sich Gruppenvulcane nur in einem östlichen Theile des Pacifischen Ocean's (Galapagos, Oster-Insel) und im westlichen Mittelmeere. Die Azoren, die Canarischen Inseln und die Capverden sind atlantische Beispiele. Dazu kommen wiederholte submarine Ausbrüche, die zahlreichen Erderschütterungen, welche Rudolph insbesondere in der Nähe von S. Paul verzeichnet und die Thatsache, dass, obwohl Brasilien keine thätigen Vulcane hat, doch im Westen des Ocean's nur Inseln von vulcanischem Gestein (Trinidad, Fernando Noronha, Abrolhos) auftreten. Es ist bekannt, wie sehr unter den oceanischen Inseln jene vulcanischen Ursprunges vorwalten.[16] Jedenfalls steht die Ausbreitung der jungen Vulcane am Grunde der Oceane im Gegensatze zu ihrem Fehlen in Ostindien, Cambodge, der nordchinesischen Scholle, Angaraland, Laurentia, Brasilien und ihrer Seltenheit in allen alten Ländern mit Ausnahme von Africa, wo ihr Auftreten ein abweichendes ist. Dabei ist es auffallend, dass die Sandwich-Inseln mit vielleicht der grössten bestehenden Anhäufung schwerer Laven und mit ihren an den Mond erinnernden, glühenden Lava-See'n aus der Mitte des Pacifischen Ocean's hervortreten.

Abtrennung des Mondes und Folgen. Mit dem äussersten Zagen nähert sich der Geologe allen Versuchen, die strengen Methoden der Mathematik auf den Gegenstand seiner Studien anzuwenden. Ihm ist die Gegenwart ein rasch vorüberziehender Augenblick und indem er nach seinem Maassstabe der Zeit die Grundlagen misst, auf denen der an sich bewunderungswürdige Aufbau der neueren Geodäsie errichtet ist, erscheinen ihm diese veränderlich und vorübergehend. Wie weit die Strandlinie, die Grundlage so vieler Arbeiten, durch continentale Attraction beeinflusst ist, weiss man nicht genau; es ist aber bekannt, dass ihr Stand wechselt. Ein bedeutender Theil der europäischen und der nordamericanischen Küsten ist im Atlantischen Ocean von einem seichten und gegen die Tiefen wohlabgegrenzten Schelf umgeben. Dieser tritt in die arktischen Meere ein, und Nansen traf N. von den Neu-Sibirischen Inseln seine Kante in —100 M. Weiter gegen N., d. i. jenseits 80°, ist das Meer 3- bis 4000 M. tief.[17] Dieser Schelf ist das Denkmal einer tieferen Lage des

Strandes aus einer Zeit, in welcher alle die angeführten Uferländer bereits die Hauptzüge des heutigen Relief besassen.

Zu einer anderen, wahrscheinlich noch späteren Zeit, hat über dem Nordpol ein Wasserstand geherrscht, der beträchtlich höher war als der heutige. Grosse Theile Sibirien's waren überfluthet. In Schottland erreichte der Strand + 161 M. Im arktischen N.-America wird z. B. vom Discovery Harbour (81° 45′) Mya truncata aus etwa + 591 M. angeführt; in Montreal stand das Meer bis 143 M., in Nantucket bis 26 M.; seine Spuren verlieren sich gegen 40° n. Br. Damals bestand, wie die Conchylien lehren, bereits der Golfstrom und ein kalter Gegenstrom.

Jede dieser Epochen hätte einen anderen Werth für die Abplattung der Erde geliefert, und wir müssen uns damit trösten, dass in den am genauesten bekannten Uferstrecken wenigstens in historischer Zeit ähnliche allgemeine Veränderungen der Hydrosphäre nicht mit Sicherheit nachgewiesen sind.[18]

Unter den Vorbehalten, die sich aus diesen und ähnlichen Erfahrungen ergeben, soll nun gesucht werden, ob eine Anzahl von Ereignissen, die ganz oder zum grössten Theile älter sind als die dem Hammer des Geologen erreichbaren Bildungen, ihre letzten und äussersten Spuren auch in dem heutigen Antlitze der Erde zurückgelassen hat oder nicht.

Kant wusste bereits im Jahre 1754, dass die Umdrehung der Erde durch die Gezeiten vermindert wird, und dass diese Verminderung so lange andauern wird, bis die Erde dem Monde immer dieselbe Seite zuwendet.[19] Heute vermag man die körperlichen Gezeiten der Planeten zu messen.[20] Jacobi hat bewiesen, dass auch ein dreiaxiges Ellipsoid die Gleichgewichtsfigur einer rotirenden Flüssigkeit sein kann. Poincaré hat die Bedingungen genauer festgestellt. Solche Erfahrungen sind der Ausgangspunkt einer Reihe glänzender Studien gewesen, in denen G. H. Darwin neue Mittel gefunden hat, um die Ewigkeit zu zerschneiden.

Darwin's wesentliche Ergebnisse sind die folgenden. Der Erdkörper ist in der That einmal ein dreiaxiges Ellipsoid mit bedeutender Rotations-Geschwindigkeit gewesen. Eine Einschnürung begann sich zu vollziehen (Jacobi'sche Birne), endlich löste sich vom Aequator ein kleinerer Körper, der Mond, ab. Seine Masse beträgt beiläufig $^1/_{80}$ der Masse des zurückbleibenden Erdkörpers. Jeder der beiden Körper hat auf dem

anderen Gezeiten hervorgebracht, welche wegen ihrer Nähe und wegen des damaligen viscosen Zustandes beider körperliche Gezeiten von grosser Macht waren und durch die innere Friction der Körper verzögernd wirkten. Die Wirkung der Erde auf den Mond war viel mächtiger als jene des Mondes auf die Erde. Der Mond begann sich zu entfernen. Die Rotationsgeschwindigkeit nahm ab; ebenso jene der Erde, welche damals nur sehr wenige Stunden betrug und heute 24 Stunden ist. Diese Veränderungen sind in einem verschiedenen Maasse vor sich gegangen. So ist es gekommen, dass der Mond seine Rotation gänzlich verloren hat und dass die Umlaufszeit des Mondes um die Erde (Monat) einmal 29 (damals etwas kürzere) Tage umfasst hat, während sie heute nur 27 Tage umfasst. Es wird eine Zeit kommen, in welcher der Tag unter Verlangsamung seiner Rotation endlich die Länge von 55 Stunden erreichen wird; dann wird der Monat auch 55 Stunden umfassen; Tag und Monat werden gleich lang sein, wie zur Zeit der Jacobi'schen Birne, und von da an wird die Erde dem Monde immer dieselbe Seite zuwenden, vorausgesetzt, dass nicht Störungen durch andere Himmelskörper eintreten.[21]

Dem Mathematiker wurde durch die Auflösung des gemeinsamen Schwerpunktes eine neue Aufgabe gestellt; der Geologe durfte dreierlei Spuren suchen, solche der Haftstelle, solche stärkerer körperlicher Gezeiten, endlich die Spuren einer schnelleren Rotation.

Die Versuche fehlen nicht. Bereits im Jahre 1881 meinte Rob. Ball, die Narbe des noch keineswegs erstarrten Erdkörpers werde sich bald geschlossen haben, da aber die Macht der Gezeiten mit der dritten Potenz der Entfernungen abnimmt, müsse man für die früheste Zeit ganz ausserordentlich hohe Fluthberge annehmen.

Als die Entfernung des Mondes $^1/_6$ der heutigen war, seien sie auf der Erde über 600 Fuss hoch gewesen. Uebergrosse Wogen von Lava hätten über den Mond gefegt. Rob. Hull folgerte grosse Abtragungsflächen. Darwin suchte zu mässigen. Die hohen von Ball angenommenen Gezeiten mussten einer Zeit angehören, in der die Ellipticität der Erde etwa 12mal so gross war als heute; ein solcher Zustand entziehe sich wahrscheinlich der Beobachtung des Geologen. Die Bewegungen der

Atmosphäre, Stürme und Niederschläge, seien sehr heftig gewesen. Osm. Fisher ging von der Ansicht aus, dass schwere basische Laven den Grund der Oceane ausmachen. Die Abtrennung des Mondes habe in der Abschälung einer Lage von ungleicher Mächtigkeit bestanden; die mächtigeren Stellen seien unsere heutigen Meere; die leichteren (salischen) Theile seien abgeschält; aufquellende basische Laven hätten die Becken gefüllt.[22]

Später hat Jeans gemeint, dass bei den angeführten Untersuchungen der Einfluss der Gravitation nicht in ausreichendem Maasse berücksichtigt sei. Sollas hat versucht, durch morphologische Vergleiche sich der Aufgabe zu nähern, und beide Forscher sind auf verschiedenen Wegen zu der Ansicht gelangt, dass die heutige Gestalt der Erde noch Spuren der Birne erkennen lasse, und zwar würde die Land-Hemisphäre dem breiten Ende und irgend eine Stelle im Pacifischen Ocean dem Stiele der Birne entsprechen. Lapworth meinte, es solle die arktische Landmasse als breites Ende in Betracht kommen.[23]

Sicher ist für uns nur das Eine, dass die Vertheilung der grossen oceanischen Senkungen nicht eine zufällige, sondern das Ergebniss eines in der Natur des Planeten gelegenen Entwickelungsganges sein muss, der heute noch nicht ganz beendet ist. Jeder ernste Versuch, der Kenntniss dieses Entwickelungsganges näher zu kommen und wo möglich die Ergebnisse des Analytikers mit jenen des Geologen in Verbindung zu bringen, ist daher erwünscht.

Von den weiteren Studien der Mathematiker sollen nur jene von Love hier in Betracht gezogen werden. Sie nehmen eine excentrische Lage des Schwerpunktes, eine ererbte Tendenz zu ellipsoidischer Gestalt, den einstigen und jetzigen Einfluss des Mondes und die Rotation des Planeten in Betracht. Es wird versucht, auf analytischem Wege zu zeigen, dass die Erde, um zu dem heutigen Zustande zu gelangen, durch drei Phasen (sphärische Harmonie'n) gegangen sein muss, welche, übereinander geprägt, den heutigen Zustand ergeben. Die erste Harmonie ist die einfachste; sie entspricht etwa der von Dante als nicht möglich bezeichneten Figur (II, 9, Fig. 2). Der Schwerpunkt ist excentrisch; er ist der Mittelpunkt der Hydrosphäre, die am Planeten hängt „wie ein Tropfen an einem fettigen Schrotkorn". Der Mittelpunkt des trockenen Landes läge etwa bei Wadi Halfa. · Die zweite

Harmonie verlangt zwei antipode Depressionen, an den Orten, an denen das Ellipsoid der Lithosphäre unter das Sphäroid des Wassers hinabtaucht; eine dieser Depressionen wäre der Pacifische Ocean, die andere das Mittelmeer mit Umgebung, Africa und Theile des Atlantischen und Indischen Ocean's; diese Phase scheint weniger deutlich ausgeprägt (Africa wäre überfluthet). Die dritte Harmonie liefert ein ovales Centrum von Land in Theilen von Europa, Asien und Africa, umgeben von einer Depression, und zwar dem Arktischen, Atlantischen, Indischen Ocean, dazu auch W.-Africa, N.- und W.-Europa und Stücke von Asien. Dann soll ein aufragender Ring folgen durch beide America, Antarktis, Australien und Neu-Guinea. Endlich würde der Pacifische Ocean folgen, der hier als die breite Seite oder Krone der Birne angesehen wird. Love fügt hinzu, die Veränderungen der Erde seien zwei Ursachen zugeschrieben worden, der Gravitation und der Tektonik. Die Gravitation beeinflusse die Masse und verlege die Oceane. Der Tektonik sei die Bildung der Gebirge und vielleicht der Tiefen zuzuschreiben. Ausser dort, wo sie als Zwischenfälle die Wirkung der Gravitation begleiten, werden tektonische Veränderungen der Abkühlung und Contraction der Erde zugeschrieben.[24]

Die Ergebnisse Love's werden von dem Verfasser selbst als tastende Versuche bezeichnet und ihre Uebereinstimmung mit der Natur soll nicht einer strengeren Prüfung unterzogen werden. Es sollte hier nur gezeigt werden, wie der Mathematiker zu Deformationen der Erde gelangt, welche ihrer Ausdehnung und Bedeutung nach viel umfassender sind als die von dem Geologen erforschten Dislocationen und neben denen in der That tektonische Vorgänge die Rolle von Zwischenfällen einnehmen können. Noch fehlt aber der Zusammenhang zwischen beiden Richtungen von Studien und nur wenige Andeutungen können in dieser Richtung geboten werden.

*1.* Zwillingskörper, welche Abschnürung vorbereiten, sind unter den Tektiten bekannt. Diese glasigen Meteoriten scheinen nach dem heutigen Stande der Erfahrungen in einem langen Streifen von Australien über Billiton, dann Mähren, das südliche Böhmen und vielleicht sogar bis Kristianstad in Schonen aufzutreten. Nur unter den Australiten sind bisher solche Zwillingskörper getroffen worden. R. H. Walcott hat bereits im Jahre 1898

ihre Entstehung einer heftigen Rotation zugeschrieben und das Zerreissen der Doppelkeulen für wahrscheinlich gehalten. F. Suess hat sie dem eingeschnürten Jacobi'schen Ellipsoid und den Doppelsternen verglichen. Es ist, als hätte die Natur uns ein Experiment vorgeführt.[25]

*2.* Der Mond mit der Dichte 3·4 ist leichter als alle inneren und schwerer als alle äusseren Planeten. Man wird abermals erinnert an die leichten Peridot-Krystalle in dem schweren Bad von Nife, welche einzelne Meteoriten zeigen, und an die scharfe Grenze, welche Wiechert in etwa 1500 Kilom. zwischen dem schweren metallischen Kern der Erde und der steinigen Hülle der Dichte 3·4 zieht. Aus der letzteren dürfte der Mond der Hauptsache nach entstanden sein. Im Hauptkörper muss zur Zeit der Abtrennung des Mondes bereits der metallische Kern zur Hauptsache vereinigt gewesen sein. Beinahe alle simischen Gesteine der Erdoberfläche bleiben allerdings unter 3·4 und die weissen Aschen verrathen, dass der Mond bei seiner Abtrennung auch salische Stoffe mitgenommen hat. Da er nicht viel Nife haben kann und eine ausreichende Menge juveniler Gase besass, möchte man vermuthen, dass auch auf der Erde diese Gase und mit ihnen unsere vulcanischen Eruptionen recht wohl nicht aus der Tiefe des Nife, sondern aus Sima, d. i. aus der unter der salischen Hülle bis 1500 Kilom. reichenden Zone des Erdkörpers kommen mögen.

*3.* Als ein Beispiel alter Abrasion, welche durch mächtigere Gezeiten herbeigeführt wurde, könnte etwa auf die vorcambrischen Flächen von Nord-Canada und Nord-Russland gewiesen werden, aber auch diesen sind Faltungen und Discordanzen vorangegangen. Gewaltige Abtragung zeigen auch die goldführenden Lagen von Transvaal an.

*4.* Darwin sagt, wenn körperliche Gezeiten die Anordnung der Gebirgsketten beeinflusst haben, müsse man am Aequator Str. NS, gegen Nord Str. NO und gegen Süd Str. SO voraussetzen. Diese Voraussetzung trifft fast für das ganze pacifische Gebiet ein. Das Vordrängen der Antillen gegen O., die Anordnung aller Bogen Ost-Asien's und der Oceaniden, insbesondere die Oeffnung fast aller asiatischen Virgationen gegen W. und SW. sind Bestätigungen. Aber es fehlt auch nicht an Ausnahmen; schon das S. Elias-Gebirge ist gegen W. oder SW.

gefaltet, ebenso der grosse burmanische Bogen und der Ural. Der ganze ausserhalb des Asow'schen Horstes liegende Theil der W.-Altaiden steht in Widerspruch.

Man hat versucht, die Anordnung aus der Rotation der Erde zu erklären. Douvillé hat die frühere, grössere Umdrehungsgeschwindigkeit und eine vorherrschende OW.-Richtung, Prinz eine vorherrschende NS.-Richtung zur Begründung angeführt.[26] Es kann noch auf die südwärts gerichtete Faltung der jenseits des Poles liegenden Vereint-Staaten-Kette, ferner der Aleuten und der südlichen Randbogen, so wie insbesondere auf die nordwärts gerichteten Cap-Gebirge gewiesen werden; die Ausnahmen bleiben dieselben.

*5.* In den vorcambrischen Gebieten und in Horsten werden Theile älterer Pläne sichtbar, und die nachfolgenden, begrenzenden Senkungen sind von diesen älteren Plänen unabhängig. In Europa ist die Sachlage besonders auffallend durch die Art, in welcher die Caledoniden im Norden und die Sahariden im Süden von den Altaiden durchschnitten werden. Der Gegensatz der Richtungen, welche die böhmische Masse beherrschen, zu den Ostalpen ist ein weiteres Beispiel, ebenso in N.-America der Gegensatz von Laurentia zu den Appalachien u. s. w. Daher muss anerkannt werden, dass im Antlitze der Erde mehrere Pläne übereinander geprägt sind.

*6.* Die Dislocation vor dem Ober-Carbon ist von so ausserordentlicher Ausdehnung, dass man sie als eine Deformation des Antlitzes bezeichnen könnte. So wie diese Störung durch ihre Ausdehnung, zeichnen die tertiären Bewegungen in den Alpiden sich durch ihre Intensität aus; auch sie müssen ausgebreitete Verzerrung zur Folge gehabt haben. Die Störung vor dem Neocom im westlichen Nord-America und andere Beispiele von Bedeutung könnten genannt werden. Alle dürften jünger sein als die Formveränderungen der sphärischen Harmonie'n. Ob sie Nachwirkungen sind, vermag ich nicht zu beurtheilen.

Isostatische Compensation der Gebirge. Pratt fand, dass der Himálaya in Kaliána, beiläufig 64 Kilom. südlich von seinem Fusse, nur eine Lothablenkung von 6 oder 7″ anstatt der theoretisch ermittelten Ablenkung von 27″ hervorbringt. Dies veranlasste Pratt im J. 1852 zu der Folgerung, dass dem Himálaya nicht die normale Schwere zukomme. Pratt ging aber

noch weiter und meinte, die Massenvertheilung rings um die Erde sei die gleiche; am Festlande befinde sich in der Tiefe ein Abgang an Masse, unter dem Meere dagegen ein ausgleichender Ueberschuss. Er nannte seine Ansicht die Compensations-Theorie. Die in den J. 1865 bis 1873 von Basevi und Heaviside ausgeführten Pendelmessungen zeigten in der That in den Vorbergen einen Abgang an Masse; die höchste und einzige innerhalb des Hochgebirges gelegene Station Moré (4696 M.) ergab einen besonders grossen Defect. Die Ansichten schwankten, bis Sterneck eine bequemere und genaue Pendelvorrichtung ersann und in Oesterreich zahlreiche Messungen ausführte, während Helmert scharfsinnige mathematische Methoden in Anwendung brachte. Eine auf Grund von Sterneck's Messungen von Helmert ausgeführte Berechnung von 37 Stationen auf einer im Herzen der Tyroler Alpen gelegenen, ringförmig Oetz und Stubai umgebenden, 356 Kilom. langen Linie, die im J. 1892 erschien, übte einen tiefen Eindruck. Das Ergebniss war, dass auch hier ein Massendefect vorhanden sei, wenn er auch nicht völlig die Gebirgsmassen compensire. Dieser Defect müsse sich in den oberen Schichten der Erdrinde befinden, da er in München und Padua nur noch wenig fühlbar sei. Die Dichtigkeit scheine in nicht näher bekannten Schichten unterhalb des Meeres grösser zu sein als unter den Continenten. Der Defect unter den Tyroler Alpen wurde auf 1200 M. Mächtigkeit bei 2·4 Dichte geschätzt.[27]

Auf einer verwandten Grundlage beruht Dutton's Ansicht, dass das Vorland sinke und die Gebirge steigen. Dutton wählte hiefür den Namen Isostasie, und meinte anfangs, dass ein Theil dieser Wirkung den vom Gebirge herabgetragenen Sedimenten zuzuschreiben sei, dass jedoch allerdings für die Tafelländer noch eine besondere, erhebende Kraft besteht.[28]

Diese Lehre fand, namentlich in America, vielen Beifall. Die Lage der Appalachien schien ihr besonders gut zu entsprechen. Daneben traten Zweifel hervor. Indem die Messungen sich vermehrten, sah man zumeist nur theilweise Compensation. Hohlräume von der Höhe von 1000 M. oder mehr schienen den Geologen ausgeschlossen und man wusste auch kein Gebirgsgestein von so geringer Dichte anzugeben, dass es den Defect vertreten könnte. Die fortgesetzten Arbeiten Sterneck's lieferten manches Unerwartete. In den Karpathen zeigte sich im Gegen-

satze zu Tyrol Defect unter dem Vorlande; dieser Defect erstreckt sich von Norden her in das Gebirge bis Slawsko (594 M.), wird sogar bedeutender und endet „geradezu plötzlich“ noch etwa 20 Kilom. nördlich vom Kamme (Beskid, 799 M.) gegen ein Gebiet des Ueberschusses, das von hier an (noch N. vom Kamme), sich über die ganze ungarische Ebene ausbreitet. Dieses Gebiet des Ueberschusses greift auch ziemlich weit in den östlichsten Theil der Alpen. Auch in Süd-Tyrol ist schon bei Ala innerhalb des Gebirges starker Ueberschuss vorhanden; er hält über Verona bis in die Ebene an; Mantua zeigt Defect im Vorlande. Auch im Kaukasus fand Stebnitzki nicht Uebereinstimmung zwischen Defect und Gebirgsgrenzen. Costanzi meint, dass überhaupt die negativen Werthe nicht mit den Axen der Gebirge zusammenfallen, sondern verschoben sind in der Richtung einer benachbarten Tiefe; für Alpen und Karpathen wird vermuthet, dass die Verschiebung der tektonischen Bewegung folgt.[29]

Unverständlich werden die Resultate für freistehende Berge. Am Fusse des Mauna Kea auf Hawaii (3980 M.) traf Preston dem Pendel zu Folge die ausserordentliche Dichte 3·7, während die obere Hälfte 2·1 ergibt; der Durchschnitt beider jedoch, 2·9, dürfte der Wahrheit nahe sein.[30] Aehnliches zeigt nach Riccò's Angabe der Aetna. Von einem Defect in der Mitte Sicilien's steigen die Angaben für Schwere gegen den Berg an, der Ueberschuss wird grösser, aber auf der Höhe (2993 M.) zeigt sich Defect. Im Profil entspricht die Curve der Schwere in auffallender Weise dem Negativ der Curve der Oberfläche.[31]

Diese Thatsachen lehren folgendes. Auf dem freistehenden Gipfel eines Kegels, wie Aetna, dürfte die geringere Masse der Spitze in Betracht kommen (nicht etwa Höhlungen im Berge). Da ferner die Wirkung der Schwere mit dem Quadrat der Entfernung abnimmt, kann die Ursache so raschen Wechsels, wie er in den Karpathen und in Süd-Tyrol eintritt, unmöglich in bedeutender Tiefe liegen. An der Oberfläche kommen aber nur vier Umstände in Betracht: Relief, Tektonik, Dichte des Gesteines und die Art der Reduction der Beobachtungen. Die drei ersten sind bekannt; auf die Art der Reduction weist der Fall des Mauna Kea, wo der von ihr befreite Durchschnitt eine wahrscheinliche Ziffer für die Dichte gibt.

Die Bouguer'sche (oder Young'sche) Regel, die hier zumeist

in Anwendung gebracht wurde, besteht aus zwei Factoren, deren erster sich auf die Seehöhe des beobachteten Punktes, der zweite auf die verticale Attraction der Masse bezieht, die zwischen dieser Station und der Meeresfläche liegt, wozu noch bei unregelmässiger Oberfläche eine locale Correctur für das Relief tritt. Dabei ist im zweiten Factor alle zwischen der Station und der Meeresfläche liegende Masse als eine Platte von ausgeglichener mittlerer Höhe des Continentes und von unendlicher Ausdehnung gedacht. Abgeänderte Regeln hat Helmert vorgeschlagen. Schon in den J. 1880 und 1883 schlug Faye vor, den zweiten Factor der Bouguer'schen Regel wegzulassen, dagegen den ersten und alle localen Correcturen in Verwendung zu nehmen. Bei diesem Vorschlage konnte Faye sich darauf berufen, dass Clarke gezeigt habe, wie durch diese Weglassung der grosse Defect unter Moré, dem höchsten mit dem Pendel gemessenen Punkte im Himálaya, gänzlich verschwindet. Zugleich bemerkte er, dass es unmöglich gewesen wäre, an einzelnen Bergen die Dichte des Planeten mit annähernder Richtigkeit zu bestimmen, wenn diese Berge an sich leichter und durch Massen unter dem Meere compensirt wären.[32]

Hier ist nicht der Ort, um in ähnliche Erwägungen einzugehen. Ein grosses Beispiel mag angeführt sein, welches sowohl nach Bouguer als nach Faye durchgerechnet ist, nämlich Putnam's Querprofil der Vereinigten Staaten.[33] Bouguer's Regel gibt (mit Ausnahme von Washington, von dem später gesprochen werden soll) durchwegs negative Werthe, von Boston bis S. Francesco. Diese nehmen von Osten her allmählig zu, insbesondere von 1000 M. an und erreichen oberhalb 2000 M. grosse Bedeutung. Das Maximum dieser negativen Werthe liegt in Gunnison Col. (2340 M.) zunächst der Hauptmasse der Rocky Mts.; in Californien nehmen sie ab. Diese Regel liefert also Defect auf der ganzen Linie, sehr bedeutend unter dem Hochgebirge, und steht in vollem Gegensatze zum Relief. Wenn dagegen die Rechnung nur für das erste Glied der Bouguer'schen Regel durchgeführt wird, ergibt sie gleichfalls ein Deficit im Osten und unter den Ebenen, welches jedoch weit geringer ist als nach der ersten Rechnung; in den Appalachien erscheint sogar ein kleiner positiver Werth und das Deficit nimmt nicht gegen das Gebirge zu. Dann, im Gebirge selbst, ergibt sich in allen Stationen, die über 1800 bis 2000 M. liegen (mit einziger Ausnahme

von Gunnison), statt des Abganges ein Ueberschuss mit einem bedeutenden Maximum unter Pikes Peak (4293 M. Rocky Mts.), dem höchsten Punkte der Linie. Die Einführung der localen Correction gleicht dann weiter die Unebenheiten aus, schiebt positive Werthe zum Theile vom Hochgebirge gegen die östlichen Vorberge hinaus, mindert das übergrosse Maximum unter Pikes Peak, macht auch Gunnison positiv u. s. w.

Während sohin Bouguer's Rechnung ein grosses Deficit unter dem Hochgebirge verlangt, schliesst sich Faye's Rechnung der allgemeinen Gestalt der Oberfläche an. Dabei schwinden die Differenzen der theoretischen und der mit dem Pendel ermittelten Schwere so weit herab, dass Putnam den Resten keine besondere Bedeutung mehr zumisst. Darum folgert denn auch Gilbert, dass die Lithosphäre grössere Tragfähigkeit besitzt, als ihr die Vertreter der Isostasie zuschreiben. Die Appalachien, Rocky Mountains und Wahsatch Plateau seien hinzugefügte Lasten, welche durch die Riegheit der Erde getragen werden. So stehen hier die Arbeiten des Geodäten und jene des Geologen in vollem Einklang.

Die Frage tritt nun hervor, wie dieses Ergebniss mit jenem im mittleren Tyrol zu vereinigen sei, zu dessen Erlangung so viel Genauigkeit der Beobachtung und Scharfsinn in der Berechnung aufgewendet worden sind. In Helmert's Tabelle bemerkt man, dass $g—\gamma$ (Differenz der gemessenen und der theoretischen Schwere) zwar bei allen 37 Stationen des Ringes negativ ist, dass aber sowohl gegen die Höhen des Brenner als gegen die Quellen der Etsch (Reschen-Mals) diese Differenz geringer wird. Die grösste Höhe des Ringes beträgt 1483 M., seine mittlere Höhe 790 M. Er ist von weit höheren Bergen rings umgeben und die mittlere Höhe des umschlossenen Gebirgsstockes (Oetz und Stubai) ist mehr als 2000 M. Viele Gipfel übersteigen 3000 M., nicht wenige auch 3500 M. Tritt man aus dem Ringe von Süden her in dieses Hochgebirge ein, so trifft man in 1636 M. (Pfelders) noch immer einen negativen Werth, der aber bedeutend kleiner ist als im Ringe und in 2967 M. (Sandbüchel) ist er positiv, was im ganzen Ringe nicht der Fall ist. Dasselbe zeigt sich, wenn man aus dem Ring gegen SW. nach Franzenshöhe (2188 M.) und dem Stilfser Joche (2760 M.) aufsteigt; beide Punkte sind positiv. So muss man denn vermuthen, dass ähnliche Umstände herrschen

wie in den Rocky Mountains und dass das vermeintliche Deficit unter den Alpen durch die tiefe Lage des Ringes veranlasst worden ist. Diese schöne Arbeit bedarf daher der Vervollständigung durch Pendelmessungen auf den Höhen.

Wir wollen jetzt die neueren Arbeiten in Indien betrachten.

Burrard theilt Ost-Indien in vier Bezirke. Sie sind: I. Himálaya, II. die weite Niederung, in welcher der Ganges fliesst und deren südliche Grenze einen merkwürdigen Parallelismus mit dem Fusse des Gebirges bewahrt; III. die Halbinsel und IV. NW.-Indien, jenseits der Schaarung gelegen. Hier sind die Arbeiten weniger vorgeschritten und IV bleibt vorläufig ausser Betracht.[34]

Die Halbinsel, III, bietet schwere Felsarten in grösserer Ausbreitung. Die ältesten sind die Batholithen von Charnockit; hierauf sind die basischen Gesteine zu erwähnen, welche z. B. bei Rájmahál, an der Grenze von III und II, 2000 Fuss mächtig werden und die wahrscheinlich in die Zeit von Ober-Gondwána gehören, endlich im Westen der ausgebreitete Deccan-Trap. Seine Mächtigkeit erreicht bei Bombay unter Einbeziehung einiger sedimentärer Zwischenlagen 6000 Fuss. Er bildet breite, in den Sahyádri über 4000 Fuss hohe Tafelberge.

N. von Delhi verlieren sich die gegen NO. streichenden Züge des Arvali-Gebirges unter den Ebenen von II. Hieher gehört ein Zug von Quarzit und Itacolumit, auf dem das bereits erwähnte Kaliána (27° 4′ n. Br., unweit Muzaffarnagar) liegt, Everest's Beobachtungs-Station und der Ausgangspunkt von Pratt's Compensations-Theorie. Auch noch viel weiter gegen NW. ragt in den Korána-Bergen am Chenab, etwa 60—70 Kilom. von der Salzkette, ein Rest der Arvali-Quarzite aus II hervor.[35]

Das Hochgebirge I ist gegen II durch den Saum der tertiären Sewalik-Berge abgegrenzt, die aus Sandstein und Conglomeraten bestehen, welche letzteren völlig den heutigen Alluvien von II gleichen. Die Gneisse, die in Sikkim und noch weiter gegen Ost nördlich von dieser Zone am Rande des Himálaya auftreten, sind gegen S. überstürzt; Gondwána-Schichten neigen sich darunter. Sie dürften ganz so den Gneissen von I (Halbinsel) entsprechen, wie etwa die Montblanc-Zone dem variscischen Vorlande entspricht.

Die erste und wie Burrard mit Recht bemerkt, höchst merk-

würdige Thatsache ist, dass in Indien sich überhaupt eine abgegrenzte zonenförmige Vertheilung der Schwere kundgibt. Die Zone II entspricht sichtlich der Vortiefe des Himálaya und nach anderweitigen Erfahrungen könnte kaum ein ernster Widerspruch gegen die Annahme erhoben werden, dass hier vor dem Himálaya eine 6 bis 7 Kilom. tiefe oder noch tiefere Senkung liegt, welche mit weit weniger dichtem Sediment ausgefüllt ist, als 2·8. Die Pendelmessungen sind nämlich nach Bouguer berechnet unter Annahme der allgemeinen Dichte der Gesteine 2·8, was an sich zu hoch ist; die Ergebnisse sind daher schwer mit anderen vergleichbar.

Burrard's und Lenox Conyngham's Resultate sind in Folgendem zusammengefasst.

Ueber der Halbinsel sind die Ablenkungen des Lothes schwankend, aber nicht bedeutend; stärker sind die Schwankungen der Schwere am Pendel. Gegen ihren Nordrand, 120 bis 200 Kilom. südlich vom Fusse des Himálaya, stellt sich nach und nach Ueberschuss an Masse ein, so dass z. B. Kisnapur von 35 M. Seehöhe auf 339 M. ansteigen müsste, um den Ansprüchen des Pendels zu genügen; mit anderen Worten: das Pendel zeigt einen Ueberschuss von 304 M. Höhe mit der Dichte 2·8 an. Desshalb sagt Burrard, dass dem sichtbaren Himálaya ein zweites, paralleles, unsichtbares Gebirge gegenüber stehe. Von diesem Rande oder unsichtbaren Gebirge mit seiner angeblichen grossen Schwere an nimmt in II (der Vortiefe) die Schwere allmählig ab; das Loth bleibt aber gegen Süd gewendet, d. h. die Attraction der Halbinsel bleibt grösser als jene des Himálaya. Dann begegnen sich die S. Attractionen der Halbinsel und die N. Attractionen des Himálaya und compensiren sich theilweise. So findet die ausnahmsweise geringe Ablenkung des Lothes in Kaliána, auf welcher Pratt's Compensations-Theorie beruht, ihre Erklärung. Sie beträgt an Stelle der theoretischen Attraction des Himálaya nur 5 oder 6″ N., während sie 88 Kilom. nördlich davon, in Dehra Dun (Sewalik-Zone) schon 37″ N. ist. Trotzdem zeigt an diesem Orte das Pendel noch einen beträchtlichen Abgang. Ueberhaupt ist im nördlichen Theile des Grabens grosses Deficit bemerkbar; Pathankol in den Fussbergen würde sich dem Pendel zu Folge von einer Höhe von 331 M. in eine Vertiefung von — 1208 M. verwandeln. Die Wendung des Lothes gegen N. voll-

zieht sich mit auffallender Schärfe (Kurseong 50", Tonglu 42" u. A., sämmtlich dem äusseren Himálaya angehörig). Hier liegt das Maximum der N. Ablenkungen; sie sind zwar bis 80 Kilom. nördlich von den Vorbergen bekannt, aber sie nehmen im Vergleiche zum Gebirgsrande ab (entferntester Punkt Kidarkanta 3813 M., Ablenk. 27" N.). Diese Thatsache, dass die Ablenkungen des Lothes am Gebirgsrande am stärksten sind, erklärt Burrard damit, dass bei dem Vordringen in das Gebirge die überschrittene Strecke auf das Loth compensirend wirkt.

Die mit dem Sterneck'schen Pendel im Hochgebirge ausgeführten Messungen sind noch gering an Zahl; sie haben im Allgemeinen Basevi's negative Werthe wesentlich vermindert, aber nicht entfernt. Moré wurde nicht erreicht; seine Höhe (4696 M.) würde nach den alten Messungen und nach Bouguer's Regel ein Deficit von 4484 M. ergeben. Wir haben bereits erwähnt, dass Clarke durch Vereinfachung der Bouguer'schen Regel dieses Deficit beseitigt hat. Die Thatsache, dass das Loth auch jenseits Moré nach N. abgelenkt ist, hat auch Burrard zu Zweifeln über die Richtigkeit der Pendelangaben für Moré und die nächsthöhere Station Mussooree (2109 M., Deficit 1333 M.) geführt. Andere Pendelmessungen aus diesem Hochgebirge liegen noch nicht vor.

Burrard meint auch, dass die allgemeine Ablenkung des Lothes gegen S. in II (Vortiefe) eher durch Massenabgänge unter dieser Ebene als unter den Bergen veranlasst sei. In der That erklären sich alle durch das Loth ermittelten Angaben durch die Annahme, dass die Vortiefe mit Sediment von geringerer Dichte angefüllt ist, unter welches sich von Süden her die alten Felsarten des Vorlandes hinabneigen, bis sie unter die steile Stirn des Himálaya gelangen. Das ist dieselbe Vermuthung, zu welcher vor der Stirn der Alpen die Erbohrung des böhmischen Granites bei Wels geführt hat. Es dürfte auch nicht ausgeschlossen sein, dass einst Berechnungen über die unterirdische Gestalt der Vortiefe möglich werden, ähnlich jenen, die Eötvös nach den Angaben seiner Drehwage in kleinerem Maassstabe bei Arad versucht hat.[36]

Eine Bohrung, die in Lucknow etwa 300 M. unter die Meeresfläche getrieben wurde, hat nicht die jungen Sedimente durchfahren. Vielleicht wird man sogar einmal fragen, ob der räthselhafte „Swatch of no ground", eine 400 bis 600 M. tiefe Grube im

Delta des Ganges, nicht eine letzte Spur dieser hier schon im burmanischen Sinne abgelenkten Vortiefe sein könnte.

Während daher im Himálaya die Lothablenkungen mit dem Baue in ziemliche Uebereinstimmung gebracht werden können, schweben Zweifel über die Bedeutung der Pendelmessungen. So schwer es für den Geologen ist, ein Deficit im Hochgebirge, wenigstens ebenso schwer wird es ihm, in der Ebene einen Ueberschuss und ein unsichtbares Gebirge zu verstehen.[37] Es ist zu erwarten, dass der Weg, auf dem Clarke die Aufklärung für Moré gebracht hat, auch zur Aufhellung der anderen Schwierigkeiten führen wird.

Durch den heutigen Stand der Erfahrungen kann unter diesen Widersprüchen der Bestand von Massenabgängen unter den Gebirgen nicht als erwiesen anerkannt werden. Er würde auch allen geologischen Erfahrungen widersprechen.

Compensation der Continente. Neben die Frage der Compensation der Gebirge stellt sich die weit grössere, ob im Sinne Pratt's die Festländer durch schwerere Massen unter den Meeren im Gleichgewichte gehalten sind, daneben auch noch die zweite, ob im Sinne Dutton's das Sinken der Meere die Erhebung der Continente veranlasst hat.

Hier sollen nur drei Beispiele angeführt sein, eines das sich auf die Hypothese eines ausgezeichneten Geologen stützt, ein zweites, das von Lothablenkungen ausgeht, endlich ein drittes, dem Pendelbeobachtungen zu Grunde liegen.

Bailey Willis, der gründliche Kenner der Appalachien, hat Ost-Asien bereist und hat versucht, die isostatische Lehre auf Asien anzuwenden. Allerdings hat diese Lehre dabei eine neue Gestalt erhalten. Als gegeben wird angesehen, dass unter dem Ocean schwerere Felsarten liegen als unter dem Festlande. Beide Felsarten berühren sich. Der anhaltende Druck des schwereren Theiles überwindet die Riegheit. Eine Zone leichten Fliessens vom schweren gegen das minder schwere, folglich vom Meere gegen den Continent stellt sich ein. Man könnte z. B. annehmen, dass die Wirkung an der Oberfläche Null sei, gegen die Tiefe zunehme und in 100 Miles (160 Kilom.) wieder Null sei, indem eine starre Unterlage folgt. Asien wäre durch einen Druck gebildet, der vom Indischen und vom Pacifischen Ocean kam und gegen den Baikal-Scheitel gerichtet war. Es war eine stetige,

aber rhapsodisch sich äussernde unterseeische Ausbreitung (oceanic spread), welche die leichteren Gesteine zusammendrängte und Asien wäre demnach nicht durch Ueberschiebung, sondern durch Unterschiebung gebildet.

Diese Hypothese — so wird sie von dem geistreichen Verfasser selbst genannt — hat den Vortheil, dass sie Höhlungen unter den Bergen nicht voraussetzt. Man mag versuchen, sie auf die überschlagenen äusseren Randfalten anzuwenden, aber hier schon widerspricht die convexe Gestalt der Bogen, und es ist kaum zu sehen, wie die anderen Hauptzüge des Baues, die südwärts gerichtete Verfrachtung der tibetanischen Schollen, die Kettungen, die Virgation des Tian-shan, das Vortreten der Bonin-Inseln gegen die Mitte des Ocean's, mit einer bis zum Baikal reichenden Unterschiebung vereinbar sein könnten.[38]

Auf dem Lothe beruhen die ausgedehnten Aufnahmen, die von Tittman und Hayford über die ganze Breite der Vereinigten Staaten und durch mehr als 31 Breitegrade ausgeführt worden sind. Ein Versuch, aus diesen Beobachtungen in äquipotentialen Curven ein Bild des Geoid's darzustellen, zeigt längs des atlantischen Ufers von 45° bis 37° n. Br. einen parallelen Abfall; die Adirondacks und Alleghanies sind ziemlich kennbar; die tiefste Stelle liegt im östlichen Theile des Oberen See's, wo dieser 100 M. unter den Meeresspiegel hinabreicht. Mit einer räthselhaften Ausnahme im Süden, wo durch Alabama ein Ansteigen der Geoidfläche in der Richtung auf Mobile sich verräth, erkennt man somit, dass die Fläche von der Gestalt der Oberfläche abhängig und gleichsam ein verallgemeinertes oder gemildertes Abbild des Relief des Landes ist.[39]

So lehrreich und verdienstlich dieses Resultat ist, ebenso schwer ist es, über diese Angaben hinaus dem Berichte zu folgen. Aus dem Gesagten wurde gefolgert, dass es nothwendig sei, für jede Station einen möglichst grossen Radius in Vergleich zu ziehen. Man gelangte endlich zu Radien bis 4126 Kilom., so dass eine Station im äussersten Osten noch das pacifische Ufer in Betracht zieht und umgekehrt. Selbstverständlich mussten in immer höherem Grade durchschnittliche Schätzungen verwendet werden, so ganz insbesondere für das Meer.[40]

Ungeachtet der Schwierigkeiten, welche diese Methode mit sich bringt, haben die Verfasser doch gemeint, sich mit grosser

Bestimmtheit dahin aussprechen zu sollen, dass die Vereinigten Staaten nicht durch die Riegheit der Erde ihre Höhe über dem Meere behaupten, sondern dass sie vermöge ihrer geringen Dichte schweben (buoyed up, floated). Wenn die isostatische Compensation gleichförmig ist, vollziehe sie sich innerhalb 114 Kilom. oder doch sicher zwischen 80 und 160 Kilom.

Diese Aussprüche haben Chamberlin zu der Bemerkung veranlasst: Ausgleichung könne sich auch in einem Körper von der Riegheit des Granit's oder des Stahles vollziehen. Eine viscose Unterlage sei nicht erforderlich. Eine solche würde auch so gut wie unaufhörliche Bewegung hervorbringen und wäre nicht im Stande, laterale Spannungen zu summiren und dann summirt zur Auslösung zu bringen, wie es doch die tektonischen Bewegungen vermuthen lassen. Riegheit und isostatische Compensation sollten somit nicht als volle Gegensätze angesehen werden.[41]

Wir schreiten nun zu den Erfahrungen am Pendel.

In der Nähe der Küsten stellen sich fast allenthalben positive Resultate ein. Wir haben bereits ein alleinstehendes positives Ergebniss in Washington erwähnt. Die zahlreichen Pendelmessungen, welche die oesterreichisch-ungarische Kriegsmarine an entfernten Küsten und Inseln ausgeführt hat, die vielen Beobachtungen der deutschen Kriegsmarine von Kamerun bis zur Capstadt und zahlreiche andere Forschungen haben dies bestätigt. Helmert hat den Ueberschuss der Küstenstationen gegen das Innere mit + 0·036 Cm. beziffert.[42]

Schon die Mannigfaltigkeit der in Betracht kommenden Küsten lässt keinen Zweifel darüber, dass dieser Ueberschuss nicht in der Gesteinsbeschaffenheit begründet sein kann und es war von Bedeutung, dass es möglich werde, auf dem offenen Meere Schweremessungen vorzunehmen. Diese schwierige Aufgabe hat O. Hecker auf glänzende Weise durch die Vergleichung von Siedethermoneter und Quecksilberbarometer gelöst. Als Ergebniss wird angeführt, es könne als erwiesen gelten, dass die geringere Dichtigkeit des Wassers der Oceane durch die grössere Dichtigkeit des Meeresbodens compensirt wird. Umgekehrt seien die über den Meeresspiegel hervorragenden Continental-Massen keine wirklichen Massenanhäufungen in der Erdkruste, sondern der scheinbare Massenüberschuss werde durch Massendefecte unterhalb der Continente compensirt.[43]

Eine nähere Betrachtung der Ergebnisse erfordert nach dem Gesagten zuerst wenigstens die Weglassung der Messungen der Küstenregion; wir sehen von allen Messungen oberhalb —200 M. ab. Nun zeigt sich, soweit aus einzelnen Linien ein Schluss gestattet ist, dem Geologen folgendes Bild.

Mit einer geringen Ausnahme in SO.-Australien ergeben sich positive Werthe für das ganze Gebiet des Rothen Meeres, des Indischen Ocean's und über das nördliche Neu-Seeland bis auf das Tonga-Plateau, auf dem in —2700 M. ein recht hoher positiver Werth getroffen wurde, während die Tonga-Vortiefe bis 8500 M. hinab bedeutende negative Ziffern gegeben hat. Dieses Gebiet Suez-Tonga scheidet zwei durch viel grössere Mannigfaltigkeit ausgezeichnete Regionen, nämlich das Mittelmeer und den Atlantischen Ocean auf einer und den grossen Rest des Pacifischen Ocean's auf der anderen Seite.

Im Gegensatze zum indischen Gebiete lieferten die 8 im Mittelmeere vorgenommenen Messungen bis —3500 M. hinab nur negative Werthe.

Die im Atlantischen und im Pacifischen Ocean gemessenen Linien zeigen, so weit überhaupt aus ihnen solche erste Verallgemeinerungen zulässig sind, übereinstimmend einen breiten, die Continente umgebenden positiven Saum, dann eine neutrale oder negative Zone und in dieser ein geschlossenes, positives Gebiet. Dieses letztere steht in Verbindung mit zweien der schwersten überhaupt auf der Erde bekannten Stellen. Im Atlantischen Meere ist sie bezeichnet durch die Insel S. Paul (0° 58′ n. Br., 29° 15′ w. L.), die aus Peridotit besteht, dessen Dichte, ohne Rücksicht auf die noch schwereren Einschaltungen von Crofe und Olivin, 3·287 ist (III, *b*, 645). Die positive Pacifische Region fällt zusammen mit der gewaltigen basaltischen Anhäufung der Sandwich-Inseln (Honolulu 21° 17′ n. Br., 157° 30′ w. L.), deren mittlere Dichte auf mindestens 3 veranschlagt werden muss.[44]

Betrachten wir die Sachlage etwas näher. Im Atlantischen Ocean führte Hecker auf den Linien Hamburg-Rio und Rio-Lissabon 67 Messungen in und unterhalb —200 M. aus; von diesen gab eine den Werth Null, 29 sind positiv und 37 sind negativ. Der Ueberschuss der Werthe ist negativ. Beide Reisen bewegen sich NW. von S. Paul und es ist ein Zeichen für die Trefflichkeit der Beobachtungen, dass in beiden Fällen (von

1° 58′ s. Br., 31° 23′ w. L. bis 6° 39′ n. Br., 27° 25′ w. L. und von 3° 37′ n. Br., 29° 47′ w. L. bis 10° 54′ n. Br., 27° 21′ w. L.) die Instrumente die Erstreckung der schweren Felsarten erkennen liessen. Die Tiefen reichen bis —5000 M. und das positive Maximum wurde an der höchsten gekreuzten Stelle des äquatorialen Rückens, in —2000 M., etwa 140 Kilom. von S. Paul getroffen. In diesen Raum fallen 10 von den 29 positiven atlantischen Messungen, so dass ein beträchtlicher negativer Werth für den ganzen übrigen Ocean zurückbleibt. Aber auch in dem Reste bemerkt man z. B. zwei hohe benachbarte positive Messungen nahe 35° n. Br., 12° w. L. (—3500 und —3600 M.) zwischen den unterseeischen Höhen, welche von Madeira gegen Gettysburg ziehen und mit grosser Wahrscheinlichkeit als vulcanisch bezeichnet werden dürfen.

Die Folgerung ist, dass schwere Felsarten allerdings in der Tiefe des Atlantischen Ocean's vorhanden, dass sie aber wahrscheinlich örtlich umgrenzte Vorkommnisse auf einem vorherrschend negativen Gebiete sind.

Die Sandwich-Inseln wurden hier (III, *b*, 362) also eine von beinahe 180° bis 155° w. L. gestreckte Reihe von Inseln angeführt, die in WNW. klein, niedrig und ausserordentlich steil, mit Kalkstein überdeckt sind und gegen OSO. die vulcanische Unterlage mehr und mehr hervortreten lassen. Die vulcanische Thätigkeit verschiebt sich gegen OSO.; der riesige Mauna Loa liegt nahe ihrem Ende, in 19° 30′ n. Br., 155° 28′ w. L. Da nun Hecker nicht weit nördlich von dieser Inselkette reiste und schon von 29° 30′ n. Br. und 177° 14′ w. L. an positive Werthe angibt, entnehmen wir, dass die schweren Felsarten von Hawaii wirklich sich durch 10 Breitegrade und 22 Längengrade von WNW. gegen OSO. erstrecken. Da nun Hecker bereits in 12° 19′ n. Br., 161° 38′ w. L. ebenfalls in das geschlossene positive Gebiet gelangte, ist zu vermuthen, dass auch nach dieser Richtung die Ausbreitung sehr gross ist. Dagegen werden gegen NO., in der Richtung S. Francisco, keine ähnlichen Spuren angeführt. Auf die hohen positiven Werthe der Nähe von Honolulu und Oahu folgt bald eine Zone, die zwischen 24° und 25° n. Br. beginnt und bis 36° oder 37° reicht, und welche neben 16 negativen nur 3 positive Messungen aufweist; dann ist die positive Umsäumung Californien's erreicht.

Deutlich ist auch die negative Zone gegen SW., in der Richtung auf Tonga, weniger deutlich gegen WNW. in der Richtung auf Yokohama ausgeprägt, wo im Gegensatze zu den hohen negativen Werthen der Vortiefe von Tonga die japanische Vortiefe innerhalb der positiven Umsäumung liegt und an ihrem östlichen Abhange in — 6100 und — 6400 M. positive Werthe geliefert hat.[45]

Die Ergebnisse auf dem Pacifischen Ocean entsprechen in den Hauptzügen den Atlantischen Ergebnissen.

Hecker's Arbeiten konnten kein volles Bild des oceanischen Untergrundes liefern, aber sie haben einige erste Umrisse gebracht, welche für die Kenntniss der Erde von äusserster Bedeutung sind und eröffnen einen ganz neuen Weg der Erforschung des von den Oceanen verhüllten Theiles. —

Um die Folgerungen für die Frage isostatischer Compensation zu würdigen, schicken wir Folgendes voraus.

Die Dichten der Felsarten schwanken, abgesehen von dem nicht zu beziffernden Gewichte loser Sande und Gerölle, von 1·1 oder 1·3 (Kohle) bis zu der nur in seltenen Fällen (Erze) überschrittenen Ziffer 3·3. Der Durchschnitt von 12 Proben von Gneiss auf Pikes Peak ergab nach Whitman Cross und Gilbert 2·615 und die Dichte der Massengesteine, welche bei Beurtheilung der Hochgebirge in Frage kommen, dürfte nur selten unter 2·3 oder über 2·85 liegen. Diese engen Grenzen zeigen, wie schwer es ist, die Ausgleichung von Deficit oder Ueberschuss innerhalb der Gesteinsreihe zuzugestehen.

Nur die schwersten, simischen Eruptiv-Gesteine gehen noch über diese Grenzen hinaus und hier kommt den dünnflüssigen basaltischen Gesteinen mit der Dichte von etwa 3 besondere Bedeutung zu. Wo am Meeresgrunde wenig Sedimente gebildet werden, kann Lava sich auf Lava legen. Da keine Erosion vorhanden ist, werden die Tafeln nicht von Thälern unterbrochen und die Wirkung auf Pendel oder Barometer ist unmittelbar.

Auf dem Festlande werden nackte Basalttafeln leicht unterspült; ihre Reste gehen in's Meer. Die Tafel des Deccan Trap (Basalt), die einst durch fast 10 Breitegrade und 16 Längengrade über kaum weniger als 300.000 Quadratkilometer auf der indischen Halbinsel sich ausbreitete, wäre heute noch in

ihrer ganzen Ausdehnung erhalten, wenn sie den Meeresboden überflossen hätte. Auf dem trockenen Lande wurde sie gegen Ost in einzelne Lappen aufgelöst. Während der heute noch zusammenhängende Westen über Thal und Berg eines Festlandes gebreitet wurde und Einschaltungen von Süsswasserschichten enthält, liegt eine vereinzelte Scholle, 336 Kilom. vom Rande der heutigen Hauptmasse, bei Rájámahendri am unteren Godáveri und brackische Einlagerungen zeigen, dass dort die Ergüsse die Küste erreicht haben. Das Gefälle des Landes war somit wie heute gegen Ost gerichtet und die abgetragenen Theile der Tafeln wurden in die Bucht von Bengalen getragen. Dieses ist ein Fall, in dem die durchschnittliche Dichte submariner Gesteine durch Zutrag erhöht worden ist, weil Trap schwerer ist als Gneiss.

Die mächtigen Basalttafeln des Unterbaues von Island sind, wie die eingeschalteten pflanzenführenden Schichten zeigen, gleichfalls nicht aus dem Meere heraufgestiegen; die versenkten Fortsetzungen des Horstes nehmen jedenfalls einen grossen Raum unter dem Meere ein. Dazu kommen nicht nur Sandwich und S. Paul, sondern auch die basaltischen Tafeln von Kerguelen und zahlreicher anderer Inseln. Man wird an die dunkeln Laven der lunaren Meere erinnert, die auch nicht in allen Fällen den Rand des Meeres erreichen.

Demnach wäre nicht zu verwundern, wenn Hecker's Messungen eine noch grössere und gleichmässigere submarine Schwere anzeigen würden. Von hier liegt aber noch eine sehr weite Entfernung bis zu dem Nachweise eines Deficit's unter den Continenten oder bis zu einer activen Compensation, d. i. bis zu einer umgestaltenden tektonischen Beeinflussung von Festland und Gebirge vom Meere aus im Sinne der isostatischen Theorie Dutton's und seiner Nachfolger, sei es durch viscose Vermittlung oder durch Wirkung auf einen riegen Körper im Sinne Chamberlin's. Allerdings wurden einige Beispiele passiver Injection durch Senkung angeführt, so Salomon's Meinung von dem Hervordrängen des Adamello durch das Sinken der lombardischen Ebene. In diesen Fällen handelt es sich aber stets um geschmolzene Magmen und um secundäre Nebenerscheinungen des grossen gebirgsbildenden Vorganges. Sobald dieser in's Auge gefasst wird, versagen alle Voraussetzungen von ähnlicher Art.

Hecker's grösste positive Region, deren Mitte der Indische Ocean ist, gehört zum grössten Theile der atlantischen Erdhälfte an. Schon die Uebereinstimmung grosser Küstentheile im atlantischen Osten und Westen sowie das Fortstreichen der Kamerun-Linie in das Meer deuten an, dass beträchtliche Theile des Meeresbodens in der Hauptsache den benachbarten Festländern, etwa mit Hinzutritt vulcanischer Ergüsse, gleichen.

Gerade für den Indischen Ocean kann man mit etwas grösserer Bestimmtheit sprechen.

Noch in der letzten Zeit seines thätigen Lebens hat mich der hochverdiente Leiter der ostindischen Landesaufnahme, Lud. Griesbach, mit einem Gespräche über die indische Halbinsel erfreut. Sie ist sicher ringsum ein Bruchstück, sagte er. Höchstens könne man sie mit dem nordwestlichen Ausschnitte eines viel grösseren Kreises vergleichen, mit den jüngsten Gesteinen gegen NW., aber auch diese seien wahrscheinlich vorcambrisch. Süd-Africa und Ost-Indien sind hier als ein gebrochenes Festland beschrieben worden (I, 500). Ein Hauptgrund für diese Ansicht war die übereinstimmende flache Lagerung der Gondwána-Schichten mit Glossopteris auf viel älteren Gesteinen. Seither wurde dasselbe Verhältniss auf Madagascar gefunden.[46] Zur Zeit dieser Flora war dieser Theil von Gondwána-Land ein zusammenhängender Continent. Dann ist er stückweise eingebrochen, zum Theile an langen, gradlinigen Brüchen. Der Zusammenhalt der Arbeiten englischer Forscher in Khach und Kattyawár, dann Bornhardt's in Deutsch-Ost-Africa und Lemoine's in Madagascar zeigt, dass mariner Lias in Madagascar die erste Spur des Meeres ist. Dann gelangt die grosse Transgression des mittleren Dogger vom äussersten Norden in Franz-Josephs-Land über Theile des europäischen Russland, Buchara und Baludshistán bis 22° n. Br. an der NW.-Küste der Halbinsel, ferner längs der Westküste von Madagascar bis etwa 23° s. Br. und an der africanischen Ostküste nach den bisherigen Berichten bis 10° s. Br. Die obercretacische Transgression reicht überall weiter gegen Süd und tritt auch zwischen Madagascar und Indien ein.[47] Der Deccan-Trap bildet durch 4 Breitegrade die Westküste der Halbinsel. Er ist, wie gesagt, nicht aus dem Meere emporgehoben, sondern seine westliche Fortsetzung ist versenkt.

Die Ostküste von Madagascar ist auch ein Bruch. Tiefen

bis —.5349 M. sind in ihrer Nähe gelothet worden. Gegen Nord zeigt der Meeresgrund Spuren von chloritischem Schiefer mit Sericit; von Réunion und Mauritius gehen vulcanische, vorwaltend basaltische Spuren aus.[48]

Man hat allen Grund zu vermuthen, dass die Beschaffenheit des Untergrundes des Indischen Ocean's jener der umliegenden Festländer gleicht. Grössere Schwere würde auf grössere submarine Ausbreitung des Deccan-Trap, weiter im Süden z. B. auf Fortsetzungen der Basalte von Crozet, Kerguelen, Heard Eil. u. A. weisen, aber nichts weist auf seitliche Beeinflussung des Festlandes oder der asiatischen Hochgebirge durch solche Lava-Ergüsse.

Aehnliche Angaben über den Meeresgrund sind in der pacifischen Erdhälfte durch Faltung beirrt, aber schon die Thatsache, dass auf den Neu-Hebriden Faltung, auf Neu-Caledonien Verfrachtung vorhanden sind und dass bogenförmige Cordilleren bis weit in den Ocean vortreten, widerspricht jeder vom Meere aus wirkenden isostatischen Ausgleichung. Eine solche würde wohl zuerst die Vortiefen schliessen, aber gerade die tiefsten Messungen in einer der Vortiefen (Tonga) haben Hecker negative Werthe geliefert.

Die durch die Compensations-Theorie angeregten Untersuchungen haben somit manche neue Erfahrung, namentlich über die muthmaassliche Beschaffenheit des Meeresgrundes, aber vorläufig keine neuen Aufschlüsse über die Ausbildung des Antlitzes der Erde gebracht. Manche Vorstellung würde vielleicht weniger Anklang gefunden haben, wenn es aus technischen Gründen möglich wäre, Profile in verzerrten Maassstäben zu vermeiden, wenn der Vergleich der Continente mit vertical abfallenden Blöcken nicht über alles Maass verallgemeinert und wenn man sich stets der Thatsache bewusst wäre, dass mehr als die Hälfte der planetarischen Oberfläche 3000 M. tief unter dem Meere liegt und dass überhaupt nur 0·06 Theile mehr als 1000 M. über das Meer aufragen.

Contraction des Erdkörpers.[49] Hier ist von der Meinung ausgegangen worden, dass die Dislocationen das Ergebniss von Bewegungen sind, welche durch die Verringerung des Volum's des Planeten veranlasst werden (I, 143). Diese Bewegungen wurden in radiale (senkende) und tangentiale (schiebende und

faltende) zertheilt, in welche die Spannungen sich zerlegen. E. de Beaumont's Darstellungen beruhten gleichfalls auf der Contraction des Planeten und er meinte, dass gefaltete Gebirge gleichsam im Schraubstocke erzeugt werden, indem zwei starke Massen sich gegen einander bewegen. Im Gegensatze hiezu ist hier angenommen worden, dass eine allgemeine, einseitige, doch nicht gleichmässige Bewegung stattfindet. Dadurch entstand der Gegensatz zwischen Vorland und Rückland, wobei die Vorstellung herrschte, dass das Vorland von der Faltung überholt wird. Diese erste Vorstellung ging hauptsächlich aus der annähernden Uebereinstimmung des Streichens der alpinen und der variscischen Leitlinien hervor.[50]

Die Betrachtung der Vorländer liess die Einseitigkeit der Faltengebirge immer schärfer hervortreten. Beispiele wurden bekannt, in denen das Vorland ein so völlig abweichendes Streichen besitzt, dass eine gemeinsame Bewegung nicht anzunehmen war. In den Caledoniden schien vielleicht die ältere Meinung E. de Beaumont's zu gelten, aber schon an ihrem südlichen Rande wird ihre Richtung von jener der armoricanischen Falten durchschnitten. Die nordchinesische Scholle ist am oberen Hoangho stauendes Vorland, wie die Ueberfaltung des Alaschan-Gebirges zeigt. Zugleich ist sie im Osten Rückland für die Faltenzüge von Shan-si. Hier weisen die vorliegenden Berichte auf allgemeine, gemeinsame Bewegung durch einen beträchtlichen Theil von Asien. Die gewundenen Leitlinien der Alpiden verrathen den Widerstand der Horste. In Argentinien wird das an seiner Schichtfolge kennbare Vorland bis auf eine beträchtliche Breite von der Faltung der Anden ergriffen. Der Grad der Stauung ist daher ein verschiedener, aber mit Ausnahme des ersten Beispieles weisen alle auf einseitige Bewegung.

Rückfaltung hat sich in dem asiatischen Baue als ein Ueberschuss an Volum in den oberen Zonen der Erde ergeben. In der Peripherie Asien's bleibt sie, so weit sie bekannt ist, im Verhältnisse zur Vorfaltung auf einen engeren Raum beschränkt, aber wo die Bogen zu freien Aesten werden, herrscht Rückfaltung, einerseits in den Rocky Mts. und andererseits in dem ausserhalb des Asow'schen Horstes liegenden Theile der Altaiden. Allerdings tritt in den Rocky Mts. die eigenthümliche schräge Theilung in Kulissen hinzu und ausserhalb des Asow'schen

Horstes ist die normale Vorfaltung gar nicht sichtbar; nur der Zusammenhalt des Gesammtbaues rechtfertigt die Bezeichnung als Rückfaltung.

Es wird der Einwurf erhoben, dass das Ausmaass der Senkungen nicht jenem der tangentialen Bewegungen entspricht. Die mittlere Tiefe der heutigen Meere auf 4000 M., ihre Ausdehnung auf $^3/_4$ der planetarischen Oberfläche veranschlagt, gäbe eine Gesammtsenkung, d. i. eine gesammte Verminderung des Radius um 3000 M. Dieser entspräche eine gesammte Verminderung des Umfanges um nur etwa 19 Kilom., welche lange nicht den Erfahrungen genügt. Diese Einwendung übersieht, dass die localisirten Meeresbecken nicht die einzigen Zeugen der Contraction des Planeten sind. Insbesondere erlangt die Vorfaltung unter dem unmittelbaren Einflusse eines sinkenden Vorlandes die grösste Bedeutung. Nur ein grosses Beispiel, die belgische Faille du Midi, wurde anfangs in Betracht gezogen (I, 184); die Vergleichung der Caledoniden in West-Schottland und der Alpen mit dem belgischen Kohlenrevier hat später gelehrt, dass in diesen drei Fällen, den mächtigsten Gebirgsbildungen Europa's, die Bewegung sich auf schrägen, aus der Tiefe heraufsteigenden Sohlen vollzogen hat und die Faltung zu einer Nebenerscheinung geworden ist. Dabei ist es nicht zu einer völligen Trennung der radialen von den tangentialen Spannungen gekommen.

Die Auslösung ist einheitlich erfolgt, und zwar auf einer oder mehreren Flächen (Sohlen erster Ordnung), die mehr oder weniger der Resultirenden beider Spannungen entsprechen. Grosse keilförmige Stücke der Erde wurden über das Vorland getragen und die Senkung gleichsam im Gebirge selbst und etwa noch in der Vortiefe consumirt. So tief müssen sich aber die Wirkungen geäussert haben, dass das Herauftreten pacifischer Gesteine in den Alpen veranlasst wurde und dass die grünen Gesteine in den Vorlagen der NW.-Pyrenäen und im mediterranen Atlas bis in lagunäre Sedimente und in Trias von germanischem Typus einzudringen vermochten.

Die Alpen sind heute das am genauesten Bekannte unter den jungen Hochgebirgen. Darum mag noch erinnert sein, dass nicht nur ihr äusserer Rand erst nach einem Theile der Tertiärformation überfaltet worden ist. Es gibt zwar ältere Discordanzen

und Ingressionen, wie jene der Gosau-Schichten und des nordtyrolischen Eocän, die ältere Bauten ausser Zweifel setzen, aber daneben lassen z. B. die Einklemmung der langen tertiären Flyschzone der Aiguilles d'Arves im Osten des Pelvoux und des Montblanc, so wie die lange Synclinale der vortretenden Dinariden im westlichen Tyrol oder die Einklemmung der Sedimente der zweiten Mediterranstufe bei Borgo in Val Sugana, so wie viele andere Vorkommnisse mit Sicherheit erkennen, dass in den Alpen und auch in diesem Theile der Dinariden die wesentlichen Züge des heutigen Zustandes erst gegen die Mitte der tertiären Epoche hervorgebracht worden sind. Darin stimmen auch alle neueren Beobachter überein.

Allerdings ist die Contraction, die hier sich vollzogen hat, von erstaunlichem Ausmaasse. Schon im nördlichen, variscischen Vorlande ist sie gegen Nord gerichtet. Südlich von diesem lag eine Vortiefe und südlich von dieser erfolgten die grossen deckenförmigen Verfrachtungen gleichfalls gegen Nord. Auch die dem Vorlande gleichaltrigen carnischen Alpen wurden gegen Nord bewegt und ebenso trotz ihrer südwärts gerichteten Faltung auch die der carnischen Unterlage aufgelagerte dinarische Serie. Die Dinariden werden nun zwischen Alpen und Appennin eingeklemmt und der letztere ist gegen NO. bewegt, so dass die Dinariden zum Vorlande des Appennin werden. Niemand kann sagen, bis in welche Entfernungen sich diese grosse Verzerrung der planetarischen Oberfläche gegen Süd und Südwest erstreckt hat.

Unter dem Hochgebirge liegt aber bis zu grossen Tiefen nicht ein Deficit, wie es die isostatische Compensation verlangen möchte, sondern die jeweilige überschobene Zone.

Gerade die Forschungen über isostatische Compensation haben zu Ansichten über Riegheit des Erdkörpers geführt, die hier in Betracht kommen. Thomson und nach ihm G. H. Darwin haben gemeint, dass die Riegheit etwa jener des Stahl's gleichen möchte. Für die hier verfolgten Studien möchte es scheinen, als ob sie geradezu eine Function der Contraction des Planeten und des Druckes sei, welche sich erst kundgibt im Augenblicke einer Auslösung des Druckes. Das Material ist wahrscheinlich jenes, welches die Intrusionen herauftragen, nämlich simisches oder salisches Gestein. Die Schmelzung wird hervorgebracht

durch juvenile Gase. Diese sind es auch, die etwaige Batholithen erzeugen.

Nun frägt sich, was man unter Erstarrung, einem hier oft gebrauchten Worte, zu verstehen hat. Sie ist uns in einer besonderen Gestalt begegnet, als disjunctive Linien und Gräben, nämlich als Risse, die von der Oberfläche aus geöffnet worden sind. In Ostafrica zeigen sie durch gradlinigen Verlauf an, dass einseitige, gebirgsbildende Spannungen fehlen. Die bogenförmigen Risse in Ostasien dagegen weisen auf das Dasein solcher einseitiger Spannungen. Das gradlinige Rheinthal zeigt an, dass dort die alten variscischen Spannungen ebensowenig zur Tertiärzeit vorhanden waren als die alpinen. Das ist um so bemerkenswerther, als die variscischen Leitlinien nicht gar zu sehr von jenen der Schweizer Alpen abweichen, so dass die Alpen als posthume Altaiden bezeichnet werden durften, und dass in der Bildung der Alpen Wiedererwachen seit lange summirter Spannungen vermuthet werden konnte. Weil am Rhein einseitige gebirgsbildende Spannungen fehlen, sagten wir, diese Gegend sei erstarrt. Es ist nicht erwiesen, dass diese Art der Erstarrung von einer örtlichen Erkaltung der Erde abhängig sei. Die Alpen befinden sich als eine Rahmenfaltung in ausnahmsweiser Stellung. Wenn eine grössere Anzahl solcher Fälle bekannt und eine Uebersicht der ganzen Erde möglich wäre, würde sich ergeben, wie die seitlichen Spannungen räumlich geordnet sind. Dass sie einst allgemein waren, ist aus der weitverbreiteten Faltung vorcambrischer Gesteine gefolgert worden; dass sie es heute nicht sind, ergibt sich aus der Vertheilung der Faltenzüge. In Asien ist die Vertheilung seit langer Zeit eine sehr gleichartige, wie die Uebereinstimmung von Scheitel und Peripherie zeigt. Hier kommt aber die Thatsache zu erwägen, dass die beiden freien Aeste des asiatischen Baues, die Rocky Mts. und die ausserhalb des Asow'schen Horstes liegenden Altaiden, erstarrt sind, die ersteren gegen den Schluss der Kreide, die letzteren nach der Dislocation von Ober-Carbon. Es wurde auch die Frage aufgeworfen, ob etwa die europäischen Senkungen hier die Erstarrung, d. i. das Ende der Spannungen herbeigeführt haben. Im Gegensatze zu diesen erstarrenden Enden ist gebirgsbildende Bewegung nicht nur am Aussenrande, sondern auch im Innern Asien's bis in späte Zeit vor sich gegangen; Beispiele sind die gefalteten Jura-

Schichten an der Bureja, die jungen Falten unter der Ebene des NW. Mandschurei und am Amur, die eingeklemmte Synclinale der jungen Gobi-Schichten zwischen Richthofen-Gebirge und Tolai-shan im Nan-shan, die überfalteten Artush-Schichten am Südfusse des Tian-shan, die in Rückfaltung stehenden jurassischen Angara-Schichten an der Angara u. A. bis zu den senkrecht gestellten tertiären, pflanzenführenden Schichten auf Neu-Sibirien.

Den Gegensatz bildet Africa und der Mangel an Faltung dürfte ein Anlass dazu gewesen sein, dass im atlantischen Gebiete die Haftstelle des Mondes gesucht wurde. Die Erstarrung ist aber in der Sahara erst nach Ober-Silur, auf der armoricanischen Linie erst nach Mittel-Carbon, im Cap-Gebirge erst nach Perm eingetreten. Auch hier darf gefragt werden, ob die Unterbrechung durch die atlantische Senkung etwa die Erstarrung der Appalachien herbeigeführt hat. Ueber diese Fragen gibt der heutige Stand der Erfahrungen keinen Aufschluss; man sieht nur, dass auf der pacifischen Erdhälfte die Sachlage eine andere ist.

Rings um den Pacifischen Ocean, dann längs der südlichen Randbogen Asien's bis zum Adriatischen Meere, ebenso jenseits des Pol's in der Vereint-Staaten-Kette, dann weit davon in den Cap-Gebirgen, tritt trotz der bereits angeführten Ausnahmen (Elias, burmanischer Bogen, Ural) eine derartige Anordnung der Faltenzüge hervor, dass für diesen grossen Antheil der Erde neben der Contraction des Planeten auch die Einwirkung körperlicher Gezeiten oder der Rotation auf den Plan dieser Faltenzüge für möglich gelten muss. Solcher Einfluss würde auch einige Grundanschauungen der Tektonik beeinflussen, denn während bisher vorausgesetzt wurde, dass tiefere Zonen der Erde sich contrahiren und die höheren vorwärts tragen, käme nun eine Einwirkung von oben her mit in Betracht. In den Alpen ist ausgeprägte Scheitelfaltung bekannt; sie würde auch das Verständniss der Decken sehr erleichtern, aber gerade die Richtung der Alpen folgt nicht den Linien der Gezeiten und der Rotation.

Sehr deutlich tritt die Verschiedenheit der atlantischen Senkungen und der Vortiefen zu Tage. Während die atlantischen und namentlich die europäischen Senkungen quer auf die Faltungen gelagert sind, die unterbrochen und jünger sind als diese, stehen die Vortiefen in enger Verbindung mit den Falten und folgen derselben Richtung.

Vor vielen Jahren bereits hat Middlemiss die Vortiefe des Himálaya als eine Zone der Senkung erkannt und hat gemeint, dass Vorfaltung und Senkung gleichsam Hand in Hand gegangen sind.[51] In sehr kleinem Maassstabe hat sich Aehnliches am Rande des Jura-Gebirges gegen den Tafeljura gezeigt; zugleich sieht man aber dort, dass die Senkung des Rheinthales die Faltung vordringen liess (III, *b*, 603). Fast möchte man meinen, das Vorland werde durch das vordringende Gebirge eingedrückt. Andere Vorkommnisse, wie *z.* B. die Lage der nördlichen Antillen, sprechen dafür, dass die Senkung die primäre Erscheinung sei.

Die flötzreiche Zone am Nordrande der westlichen Altaiden von Schlesien bis Irland und jenseits des Ocean's bis über den Mississippi, die Flysch- und die Molasse-Zone im Norden der Alpen, die Sewalik-Zone im Süden des Himálaya sind in der Hauptsache Einlagerungen in Vortiefen gewesen. Ihre spätere Veränderung hat darin bestanden, dass der dem Gebirge zunächst liegende Theil von diesem überschritten und eingefaltet wurde, so dass *z.* B. das belgische Flötzrevier als eine zerdrückte und listrisch getheilte Synclinale unter die älteren Gesteine im Süden gelangt. Dabei bleibt aber der vom Gebirge entferntere Theil im belgischen, wie im americanischen Carbon, in der Molasse der Schweiz und in der Sewalik-Zone flach und ungestört. Die Vortiefen sind keine Synclinalen im tektonischen Sinne, denn eine Seite gehört dem Vorlande und eine dem Faltengebirge an. Ueberhaupt ist, mit Ausnahme von Buchten in Rias-Küsten, kein Meerestheil bekannt, der durch lateralen Druck als Synclinale erzeugt wäre. Wie Meeresbecken aus vereinigten Senkungen entstehen, zeigt die Geschichte des Mittelmeeres.[52]

Nicht alle Faltengebirge besitzen Vortiefen; viele flachen aus oder bilden Parma's, wie Ural und Appalachien. Es ist auch durchaus nicht erwiesen, dass alle gefalteten Gebirge auf schrägen Sohlen aus der Tiefe heraufgetreten sind. Sehr viele haben sich höchstwahrscheinlich in wiederholter Faltung entwickelt oder lassen, wie die Appalachien in Alabama, streckenweise die Falten in Wechselflächen übergehen. Selbst die Faille du Midi gehört mehr der Peripherie der Altaiden an. Alle haben aber, veranlasst durch den allgemeinen Kampf um Raum, die Neigung, in Senkungen einzutreten, wie die eben erwähnten Jurafalten im Rhein-Thale, oder Senkungen zu überschieben oder diese selbst

in Falten zu legen. Darum trifft man so oft eine reichere marine Serie in den Falten als im Vorlande und darum wurden hier öfters zerdrückte Meere angeführt. Daneben stellt sich nun die entfernte Andeutung, als würden nachträgliche Senkungen den Vorgang der Faltung unterbrechen, aber die Verbindung von Ursache und Wirkung ist in diesem Falle nicht hergestellt und die Rocky Mountains stellen die Faltung ein, ohne dass Einbruch oder Senkung bekannt wären. Auf der anderen Seite ist es nicht unmöglich, dass z. B. das überschrittene und gesenkte Vorland unter dem Hochgebirge nachsinkt und die Bildung von zonenförmiger Verschiedenheit oder solcher Schuppen befördert, die zu mächtig sind, um aus Faltung hervorzugehen. Vielleicht gilt dies für Theile der Alpen; ein gutes Beispiel scheint Hazára zu bieten.[53]

Die grosse Bedeutung der Senkungen tritt auch in den negativen Bewegungen des Strandes zu Tage. Die sogenannten „epeirogenetischen" Bewegungen, die neben den tektonischen durch irgend eine unbekannte Kraft erzeugt sein sollen, sind nach meiner Meinung entweder örtliche Vorkommnisse, die mit dem allgemeinen Baue des Landstriches in Verbindung stehen, wie z. B. die jungtertiären Meeresablagerungen, welche Diener auf dem zersplitterten Bruchnetze der palmyrenischen Wüste traf, oder sie beruhen auf Formveränderungen der Hydrosphäre. Von den ausgedehnten altpalaeozoischen Tafelbergen zwischen Jenissei und Lena bis zu den flachliegenden untersilurischen Lappen, die über den canadischen Schild ausgestreut sind, zu den flachliegenden Kreidetafeln der Sahara und von Texas, den jungtertiären Umsäumungen des Mittelmeeres und bis zu den jungen Strandlinien und den abgestuften Inseln der heutigen Oceane gewahrt man negative Vorgänge von solcher Ausdehnung, dass sie nur Senkungen des Meeresgrundes und dem Nachfolgen der Strandlinie zugeschrieben werden können, wie es schon Strabo gethan hat. Keinerlei tektonische Bewegung kann gleichmässige Trockenlegung von der Ausdehnung der africanischen Wüste herbeiführen.

Mannigfaltiger und schwerer zu erklären sind die Transgressionen. Neben der ununterbrochenen positiven Wirksamkeit des zugetragenen Sedimentes, scheinen sie bald unter einem kaum erklärbaren Einflusse der Rotation zu stehen, bald möchte man

fragen, ob irgend eine mächtige tektonische Veränderung, sei es die allmählige Auffaltung eines Gebirges oder eine neue Senkung den Schwerpunkt der Erde beeinflusst hat und in Folge dessen Ausgleichung eingetreten ist durch eine innerhalb des Clairaut'schen Lehrsatzes erfolgte Veränderung der Gestalt der Hydrosphäre.

Dieses ist bei weitem nicht die einzige Erscheinung, deren Lösung der Zukunft überlassen bleiben muss. Der tiefere Grund der Verschiedenheit der pacifischen und der atlantischen Erdhälfte ist nicht bekannt; man kann vorläufig nur die Thatsachen verzeichnen. Die Einschaltung der wenigstens scheinbar gelockerten Zone des americanischen Zwischengebirges in den Basin Ranges und auch in den südamericanischen Anden ist nicht in ganz zufriedenstellender Weise erklärt und die Lage der Tiefe längs der südamericanischen Westküste ist nicht im Einklang mit der sonstigen Anordnung der Tiefen. Die Kenntniss von Timor und den zugehörigen Inseln ist noch nicht weit genug vorgeschritten, um ein Urtheil über die Beziehungen Australien's zu Gondwána-Land zu gestatten. Der zweiseitige Bau der Caledoniden, wie er sich aus den heutigen Berichten ergibt, ist schwer mit anderen Erfahrungen über den Gebirgsbau in Einklang zu bringen. Das Wesen der Karpinsky'schen Linien ist unbekannt. Zahlreiche Zweifel und Fragen hängen von dem Ende dieses unvollkommenen Versuches, das Antlitz der Erde zu überschauen, herab, wie lose Fäden von einem unfertigen Gewebe.

Rückblick. Von den Höhen der Tauern schweift das entzückte Auge südwärts, wo die bleichen Gipfel der Dolomite aus dem Dufte des Frühmorgens hervortreten. Es füllt sich mit der abwechslungsvollen Pracht von Firn und Fels und Wald, und es folgt dem Spiele der weissen Nebel, die heraufziehen aus dem Pusterthale und dem Thal der Rienz. Nicht leicht trennt sich der Wanderer von den Reizen der Landschaft.

Die Aussenwände irgend eines tausendjährigen Baues sind mit Sculpturen bedeckt, und mitten durch das Kunstwerk ziehen die Fugen der Mauersteine. So ziehen wir Fugen mitten durch das herrliche Bild. Die Tauern selbst werden zu einem Fenster und die dunkeln Höhen, welche sie von den Dolomiten trennen, zu dem Rande einer Decke, deren Fortsetzung weit im Norden, jenseits der Tauern liegt; die Dolomite trennen wir völlig von

den Alpen ab und weisen sie zu den aus Dalmatien herbeiziehenden Dinariden. So scheidet sich der östliche vom westlichen Pámir, Ost-Sajan von West-Sajan und der Horst des Gobi-Altai vom Faltenzuge des russischen Altai. So vereinigen sich die Sudeten mit dem Harz, die Bretagne mit Cornwall, mit Neu-Fundland und den Appalachien, die Antillen mit den Anden.

Nicht erwartete Einheiten haben sich gestaltet und nun soll noch einmal, wie am Beginne dieser Schrift, der Erdball unter unseren Augen rotiren. —

Zuerst mag in der Mitte des Bildes Merid. 105° O. Gr., zugleich der Raum von 130 bis 80° O. stehen.

Ein grosser Theil des asiatischen Baues ist sichtbar. Im Nordosten stehen die Neu-Sibirischen Inseln mit gegen NO. gefalteten Schichten. Auch tertiäre blattführende Lagen sind aufgerichtet. Das Delta der Lena liegt in den gefalteten mesozoischen Ausläufern des Werchojan'schen Bogens. Dann gelangt man in den Norden des weiten, alten Angara-Landes. Cambrische Ablagerungen liegen horizontal; die Lena schliesst sie in einer sehr langen Strecke auf. An der Chatanga erscheint unter ihnen Gneiss. Dieses alte Land erstreckt sich im Süden bis in das Amphitheater von Irkutsk, wo es durch den hufeisenförmigen, in Rückfaltung stehenden Rand des alten Baikalscheitels begrenzt ist. In diesem Raume erscheinen posthume hufeisenförmige Falten von pflanzenführenden Schichten jurassischen Alters. Seine südöstliche Grenze liegt knapp westlich vom Westrande des Baikal-See's; die südwestliche Grenze bildet der Sajan.

Dieser hufeisenförmige oder bogenförmige Scheitel ist der innerste und älteste Theil eines Baues, der sich aus zahlreichen ähnlichen, nach aussen convexen Bogen zusammensetzt, die oft von mehr oder minder streichenden Disjunctiv-Linien durchschnitten sind. Einen zweiten Scheitel von muthmaasslich devonischem Alter sieht man bei Minussinsk, einen noch jüngeren, später aufgebaut als ein Theil des Carbon, am Altai. Gegen Ost folgen bogenförmige Leitlinien einander bis zum Pacifischen Ocean, von den Anadyriden bis zu den Philippinen und im Süden als Randbogen bis zu den Dinariden. Auf den Disjunctiv-Linien stehen die Vulcane und wo die Cordilleren überfluthet sind, verrathen Vulcane die bogenförmigen Leitlinien bis zu den Bonin-Inseln und den Marianen.

Indem man sich der Peripherie nähert, sieht man die schrittweise Vervollständigung der marinen Serie, und von den Ochotiden bis zu den Dinariden reicht wahrscheinlich auf der ganzen Strecke die Faltung bis in mitteltertiäre oder noch spätere Zeit.

Dieser einheitliche Bau wird unterbrochen durch zwei lange, freie Aeste, die weit über die Peripherie hinausgreifen. Sie gehen vom Süden des Altai aus und heissen darum die Altaiden. Die östlichen Altaiden bilden den burmanischen Bogen. Die westlichen Altaiden streichen gradlinig gegen WNW. quer über den Nordrand des Pámir und der iranisch-taurischen Schaarung und erreichen endlich den Kaukasus, dort eintretend nach Europa.

Den Blick gegen SO. wendend, erblickt man in Australien ein Land, dem innerhalb der Bogen der Oceaniden vielleicht eine ähnliche Stellung zukommt, wie Angara-Land innerhalb der asiatischen Bogen. Australien setzt sich gegen Süd über Auckland u. A. gegen Antarktis fort.

Während der asiatische Bau, abgesehen von dem Vortreten der Altaiden, seit den vorcambrischen Zeiten mit grosser Regelmässigkeit Bogen an Bogen gefügt hat und nach dem alten Plane bis in junge Zeit sich vervollständigt hat und während Australien mit den Oceaniden vielleicht eine Wiederholung dieses Planes ist, gewahrt man im Südwesten eine andere, abweichende Gestaltung, die ostindische Halbinsel.

Hier fehlt jede bogenförmige Anlage und jede junge Faltung und die marine mesozoische und tertiäre Serie ist nur in lückenhafter Weise vertreten. Alte Sedimente verschiedener Art sind wohl gefaltet, aber sie haben noch nie einen organischen Rest geliefert. Man erkennt nur, dass ihre Richtungen dem asiatischen Baue fremd sind und dass die Halbinsel ringsum ein Bruchstück ist.

Dieses ist das fremde Vorland, gegen das der burmanische Bogen, Himálaya und die Iraniden gestaut sind. —

Der Planet hat durch sechs Stunden seine Reise fortgesetzt, so dass etwa 40° O. bis 10° W. vor uns stehen und Merid. 15° O. die Mitte bildet.

Das ist Europa und beinahe ganz Africa.

In Spitzbergen ragt eine Spur der vordevonischen Caledoniden aus den flachgelagerten mesozoischen Sedimenten hervor,

welche als ein Theil der circumpolaren Transgressionen zugleich Franz Joseph's-Land und die umliegenden Inseln sammt Bären Eil. bilden.

Jan Mayen und Island sind jung-vulcanisch. Im nördlichsten Theile Scandinavien's stellt sich ein vom Swatoj Noss herüberstreichender Ausläufer der Uraliden ein. Dann gelangt man in die submeridionalen Caledoniden, denen der ganze Westen der scandinavischen Halbinsel, die Orkneys und Shetlands, Irland bis zum unteren Shannon, Wales mit Ausnahme seines äussersten südlichen, Schottland mit Ausnahme seines äussersten westlichen Randes und England bis nahe an die Mendips zufallen.

Die Caledoniden trennen den botnischen Schild (der hier sammt den Uraliden zum asiatischen Baue gezählt wird) von einem wenig ausgedehnten, hauptsächlich in den westlichen Hebriden auftretenden Gneiss-Gebiete, das, wenn auch nur fraglich, zu Laurentia gerechnet wird.

Hier, an der Linie Shannon-Mendips, die in dem Nordrande des belgischen Kohlenrevier's ihre Fortsetzung findet, begegnet man einer anderen Ordnung der Dinge.

Vom äussersten Norden bis hieher gibt es keine Faltung, die jünger wäre als Theile des Devon. Von dieser Linie an treten jüngere Faltungen auf; an die Stelle der submeridionalen Caledoniden tritt eine mehr ostwestliche Richtung. Das ist das Gebiet der aus Asien eindringenden westlichen Altaiden.

Sie streichen als Aeste des Tian-shan mit der Richtung WNW. quer über das Kaspische Meer. Ein schwächerer, nördlicher Ast erlischt in dem Kohlenrevier am Donetz, ein weit stärkerer gelangt vom Kaukasus her an die südliche Seite des Asow'schen Horstes.

Von dieser Stelle an wendet sich die Faltung gegen Nord, indem sie die bisherige südliche Faltung der asiatischen Bogen verlässt, und zugleich tritt einer der Randbogen Asien's, die Dinariden, in grosser Breite herein, nimmt den Raum bis Cypern, Creta und dem Adriatischen Meere ein, drängt sich zwischen Alpen und Appennin und behält, im Gegensatze zu den Altaiden, die asiatische, gegen Süd gerichtete Faltung bei.

Die Altaiden breiten sich aus, lassen neue Aeste hervortreten und füllen endlich mit diesen das südliche Europa, zugleich das westliche Mittelmeer umfassend. Ihre südliche Grenze

ist der Süden des Hohen Atlas, dann des mediterranen Atlas und die Zone des Zusammentreffens mit den Dinariden.

In diesem den Altaiden zugewiesenen Raume erheben sich jedoch Gebirge von verschiedenem Alter.

Die westlichen Altaiden im engeren Sinne umfassen den variscischen und den armoricanischen Bogen, die Montagne Noire, Corsardinien, den grössten Theil der iberischen Halbinsel bis zum Guadalquivir und den Hohen Atlas, ferner die zwischen Alpen und Dinariden hervortretenden carnischen Alpen. Ihre Faltung hat vor dem Schluss des Carbon geendet und zur Zeit des Perm können sie bereits bis auf ganz unbedeutende Wellungen als erstarrt angesehen werden.

Dann erfolgt die Auflösung in Horste durch eine Reihe von Senkungen, die einigermaassen an die umgrenzten Senkungen des Mittelmeeres erinnern, und aus diesen Senkungen, d. i. aus dem Schosse der erstarrten Altaiden und zum grossen Theile umgrenzt von ihren Horsten, richtet sich ein neuer Bau, die posthumen Altaiden, auf.

Sie zerfallen, je nach den Senkungen, in getrennte Gruppen. Bei weitem die grösste bilden die Alpiden, vom Balkan durch die Karpathen, Alpen, Appennin, den mediterranen Atlas und die betische Cordillere bis Majorca reichend, nordgefaltet wie die Altaiden, vielfach durch die Horste abgelenkt, im mediterranen Atlas zur Südfaltung gezwungen, und zum nicht geringen Theile erst während der tertiären Zeit aufgebaut.

Eine etwas selbständigere Stellung nehmen die provençalischen Falten ein, fortsetzend in den äusseren Saum der Pyrenäen und durch diese in das cantabrische Gebirge.

Selbständige, wenn auch mässigere posthume Faltung besitzen das Paris-Londoner Becken und eine Senkung des westlichen Portugal.

Eine auffallende Rias-Küste bezeichnet im südwestlichen Irland und der Bretagne das Versinken des armoricanischen Bogens. Von hier etwa bis zum Wadi Draa gehört die atlantische Küste den Altaiden an.

Ausserdem kommen folgende Elemente in Betracht: das Kimmerische Gebirge, nämlich der Rest eines Faltenzuges von mesozoischem Alter, welcher Krim und Dobrudscha bildet, dem die Donaumündungen angehören und dessen Spuren unter dem

weit vortretenden karpathischen Bogen verschwinden, — ferner das Gebirge von Sandomir in Polen, schon vor dem karpathischen Rande zur Tiefe gehend, welches hier als eine Vorlage der Sudeten angesehen wurde, sich aber vielleicht einst als eine von den Sudeten erzwungene Aufwölbung des russischen Vorlandes herausstellen wird, — endlich die böhmische Masse, ein Bruchstück sehr alten Gebirges, innerhalb des variscischen Bogens hervortretend und den Zug der Alpiden ablenkend.

Man bemerkt das Erstarren der Altaiden vor oberstem Carbon und die Erneuerung und Andauer der Faltung in ihren Senkungen. So haben sich die Bewegungen räumlich getrennt.

Wir sind an einer Grenze angelangt, von welcher der Südrand des Hohen Atlas bis Dj. Bechar den Altaiden, von da bis zur Adria den Alpiden und von hier bis Djarbekr dem dinarisch-taurischen Randbogen angehört. Von dieser Grenze an folgt in Africa durch etwa 65 Breitegrade wieder ein alter Bau, dem alle jüngere Faltung fehlt.

In der westlichen Sahara erstrecken sich von Norden her bis über den Niger die submeridionalen Sahariden; ihre Faltung ist älter als Ober-Silur; wir müssen sie daher als älter wie die Caledoniden ansehen, denen sie sonst gleichen. Oestlich von ihnen breitet sich bis Syrien und Arabien die cretacische und tertiäre Wüstentafel aus, im Süden archaisches Gebirge und die Ablagerungen der Karoo, vergleichbar mit Ostindien. Lange, mit Vulcanen besetzte Risse durchschneiden das Land. Madagascar ist ein Stück des alten Gondwána-Landes.

Im Süden bietet sich ein neues Bild. Drei Bruchstücke gefalteter Gebirge dringen von drei Seiten gegen die Karoo vor. Diese Faltengebirge sind aber schon innerhalb der permischen Zeit erstarrt und sie sind ein südliches Seitenstück zu den asiatischen Randbogen. Cap Agulhas ist vom Aequator nicht so weit entfernt wie Creta und Cypern, und wenn der Norden eben so weit überfluthet wäre wie der Süden, würde ganz Europa unter dem Ocean und von seinem verwickelten Baue nicht einmal so viel zu sehen sein, wie von dem südlichen Baue an den Rändern der Karoo.

Aus dem hier Gesehenen heben wir hervor: die Durchschneidung eines älteren Baues (Caledoniden, Sahariden) durch einen jüngeren (Altaiden), die Erstarrung und das Einsinken des

letzteren, die Geburt neuer Gebirge, namentlich der Alpiden, in diesen Einsenkungen und am Cap die Bruchstücke eines grossen, nach Art der Peripherie Asien's gebauten, jedoch nach Nord gewendeten Faltensystem's. —

Wieder mag der Erdball seinen Weg, durch sechs Stunden verfolgen. Anstatt des Merid. 15° O. steht nun 75° W. in der Mitte des Bildes, aber die beträchtliche meridiane Verschiedenheit von Nord- und Süd-America zwingt zur Beanspruchung eines breiteren Ausschnittes. Selbst 50° bis 130° W. reicht nicht völlig aus.

Im Norden begegnen wir zuerst der schräge über Ellesmere-Land streichenden Vereint-Staaten-Kette, einem über den Pol greifenden Stück der asiatischen Peripherie mit derselben reichen mesozoischen Schichtfolge. Dann wird zuerst der flachliegende, altpalaeozoische Saum, endlich die weite altkrystallinische Masse von Laurentia erreicht. Gegen NO. gehört ihr Grönland an; vielleicht erstreckt sie sich durch die ganze Breite des Atlantischen Ocean's bis zu den Hebriden; im Süden bildet sie bis Texas die Mitte der Vereinigten Staaten. In Laurentia fehlt wie in Africa und Indien zugleich mit jeder jüngeren Faltung auch jede reichere Entwicklung mesozoischer Meeresbildungen. An der Ostseite tritt in Neu-Fundland die Rias-Küste wieder zu Tage, die sich in Irland und der Bretagne den Augen entzogen hatte. Es ist die Fortsetzung des westlichen Hauptastes der Altaiden, auch in America vor dem Perm erstarrt, aber ohne Einbrüche und ohne posthume Bauten. Hier heisst sie Appalachien, bildet die südöstliche und südliche Umgrenzung des Vorlandes Laurentia und erlischt in Oklahoma.

Ein mächtiger Gebirgszug, die Rocky Mts., bildet die westliche Grenze. Die in Merid. 146 bis 147 stattfindende Schaarung mit den völlig nach asiatischem Typus gebauten Alaskiden verräth, dass sie gleichfalls zu den Ausläufern des asiatischen Baues gehören, der somit den gesammten americanischen Antheil von Laurentia umgibt. Dieses Gebirge, durch lange Strecken einen schrägen, kulissenartigen Bau anzeigend, staut sich im Süden an der alten Scholle des Colorado-Plateau und erstirbt an dessen Ostseite. Seine Faltung hat nach der oberen Kreide geendet. Noch ein anderer Ast, das Elias-Gebirge, geht von der Schaarung in 147° aus. Wie die Rocky Mountains in den Alaskiden dem Rumanzof-Gebirge entsprechen, entspricht das

Elias- dem Kenai-Gebirge und ist wie dieses gegen den Pacifischen Ocean bewegt; es ist nicht erstarrt, tertiäre Schichten sind gefaltet; noch heute erleidet es Bewegungen.

Zwischen Elias und Rocky Mts. tritt das Zwischengebirge hervor, eine lange Zone, gekennzeichnet durch eine reichere mesozoische Serie, durch Faltung, Disjunctivlinien, Gräben und Vulcane. Hieher rechnen wir den grossen columbischen Batholith von Granodiorit, dessen Fortsetzung das vulcanische Cascaden-Gebirge ist, und eine lange Strecke von ähnlichem Bau, bis in die Basin Ranges und bis an die Westseite das Colorado-Plateau. In Arizona scheint diese Zone unterbrochen zu sein, aber die mexicanischen Sierren wiederholen ihre Merkmale, zugleich abschwenkend gegen Südost und abnehmend an Höhe bis in die unmittelbare Nähe des Golfes von Mexico.

Die californischen Coast Ranges bedeuten das erste Auftreten des mächtigen Gebirszuges der Anden. In viele schräge Kulissen getheilt, streichen sie durch Ober-Californien, über die Marien-Inseln in die mexicanische Sierra Maestra del Sur, deren nördliche Seite von Riesen-Vulcanen begleitet ist. Die weitere Fortsetzung streicht ununterbrochen über Tehuantepec nach Guatemala. Die Aeste werden gegen Nord concav. Während der westliche Theil der Antillen eine aus dem Hauptzuge von Cuba, dann aus Sierra Maestra-Nord Haiti und aus Jamaica-Süd Haiti-Portorico bestehende Virgation bildet, nimmt man wahr, wie in Guatemala die gegen Nord concaven Aeste vom Amatischen Golf über die Insel Roatan in die Richtung von Jamaica einlenken. Dieses ist das erste Vortreten des andinen Baues in atlantisches Gebiet. Die genannte Virgation vereinigt sich in den Kleinen Antillen zu einem einzigen Bogen, welcher die Gliederung der peripherischen Bogen Asien's besitzt, und der über Trinidad nach Venezuela und durch Columbia und Ecuador wieder in den Hauptzug der Anden zurückkehrt.

In Süd-America wird Brasilien zu einem Vorlande, dem eine ähnliche Rolle zufällt wird Laurentia im Norden. Auch hier fehlen jüngere Falten, dabei fast alle mesozoischen Meeresablagerungen. Von Carbon bis mittlere Kreide sind nur aussermarine, pflanzenführende Schichten bekannt. Gegen Westen stellt sich aber ein aussergewöhnliches Verhältniss ein. Die gegen Ost gerichtete Faltung eines grossen Theiles der Anden ergreift diese

Schichtfolge des Vorlandes und die hohen Berge im Osten des Titicaca-See's, wie Illimani und seine Begleiter; die ganze Cordillera Real und die argentinischen Anden liegen in dieser Schichtfolge. Erst im Westen, in der Cord. de los Andes erscheinen mesozoische Meeresschichten als ein langer und schmaler Streifen, mit langen Disjunctivlinien und Gräben und den riesigen Vulcanen, auf diese Art die Hauptmerkmale des nordamericanischen Zwischengebirges und des Basin-Ranges wiederholend. Den westlichen Rand bildet ein Gebirgszug, der sich an seiner Ostseite durch aufgelagerte pflanzenführende Schichten als ein mesozoisches Festland verräth. Dieselbe Auflagerung trifft man an der S. Maestra del Sur in Mexico, in den Höhen von Honduras, in Chile und bis in antarktisches Gebiet. Noch weiter gegen West folgt im Meere eine bedeutende und langgestreckte Tiefe, deren Beziehungen zu den Anden aber leider noch nicht klargestellt sind.

Es ist die Ansicht ausgesprochen worden, dass andine Zweige sich im Süden gegen Südost wenden und, auseinandertretend, zwischen Cap Corrientes und Cap Hoorn sich dem Meere etwa in ähnlicher Weise nähern, wie die mexicanischen Sierren. Das Land ist aber wenig bekannt und diese Meinung wird bestritten. Dagegen herrscht kein Zweifel darüber, dass der Hauptzug der Anden um den Süden Patagonien's eine Curve beschreibt, die in tektonischem Sinne den concaven Ketten von Guatemala gleicht. Weiterhin lässt die Anordnung der Inseln ein zweites Vortreten des andinen Baues erkennen. Die Analogie der Umrisse von Patagonien und Graham-Land so wie der Vulcanbogen der Süd-Sandwich-Inseln sind davon Anzeichen und die ganze Inselgruppe wird, in Ermanglung eines anderen Namens, als die südlichen Antillen bezeichnet.

Eine bedeutende Vortiefe darf ausserhalb S.-Sandwich und ein Brasilien vertretendes Vorland darf im Osten von Graham-Land vermuthet werden.

Das eben betrachtete Gebiet Ellesmere bis Graham-Land ist das einzige auf dem Erdball, das uns gestattet, seinen Bau von den arktischen bis zu den antarktischen Eisfeldern zu verfolgen. —

Wieder mögen sechs Stunden vergehen, und Merid. 165°, längs der Westküste von Alaska gegen das Beringmeer ist erreicht.

Der mächtige Bogen der Alaskiden ist nach dem asiatischen Typus gebaut und ist sogar eines der vollständigsten

Beispiele desselben. Das Rumanzof-Gebirge im Norden, das Alaska-Gebirge mit dem hohen Mt. Mc. Kinley und die Halbinsel Alaska mit dem Vulcanbogen der Aleuten sind die wichtigsten Theile der grossen Virgation. Angara-Land ist aber nicht sein Rückland, oder wenigstens nicht als solches sichtbar; Bennet-Land ist die letzte, etwas genauer bekannte Spur eines Vorlandes.

Eine zwischen die Aeste der Virgation eingreifende Scholle, die Stewart-Halbinsel, setzt nach Asien fort und vielleicht sind die Neu-Sibirischen Inseln eine letzte Spur des in Rückfaltung stehenden Rumanzof-Gebirges.

Die Alaskiden sind eine wahre Brücke zwischen Asien und Amerika und wir rechnen, wie gesagt, die Rocky Mts. und S. Elias zu dem asiatischen Baue.

Südlich von dem Vulcanbogen und der Vortiefe der Aleuten weitet sich das Stille Weltmeer bis zu dem gegen SO. streichenden Zuge der simischen Vulcane von Hawaii. Dass die Bogen der Oceaniden Theile gefalteter Gebirgszüge oder begleitende Vulcane sind, unterliegt mit wenigen Ausnahmen kaum einem Zweifel. Eine solche Ausnahme ist insbesondere Viti Levu, welches vielleicht der Rest einer umschlossenen, ungefalteten Scholle ist.

Die Bogen sind sehr unterbrochen. Eine erste geringe Spur eines Bogen's ist durch das Atoll Raroia und einige verwandte Vorkommnisse angezeigt, die in Kettung auf die Linie der Paumotu treffen. Die Hauptlinien des polynesischen Theiles bilden Paumotu und Tahiti. In dem australischen Theile kann man einen ersten durch eine mächtige Vortiefe abgegrenzten Bogen NO. Neu-Seeland-Kermadec-Tonga, einen zweiten in Virgation ausgehenden, aber minder einheitlichen mit Carolinen, Radak und Ralik, endlich einen Hauptbogen NW. Neu-Seeland, Neu-Caledonien, Neu-Hebriden, Salomon's-Inseln und wahrscheinlich Neu-Guinea erkennen.

Die Faltung geht vorherrschend gegen NO., in der Peripherie Asien's gegen O. und SO., in den Alaskiden gegen S., im S. Elias (wenigstens nach der Anordnung der Gesteine) gegen SW.

Im südlichen Neu-Seeland, auf den gegen Süd folgenden Inseln und in Victoria-Land treten abweichende, atlantische Merkmale zu Tage.

In weiteren sechs Stunden breitet sich zum zweiten Male vor uns der grosse asiatische Bau aus. Die Erde hat ihre Tagesreise vollendet.

# Anmerkungen zu Abschnitt XXVI: Der Mond. — Theoretisches. — Rückblick.

1 H. Wagner, Lehrb. d. Geographie, 7. Aufl., $8^0$, 1903, I, S. 254.

2 III, *b*, 465; auch Brooks, U. S. Geol. Surv., Ann. Rep., 1900, XXI, 2, p. 365. Schwatka bemerkte die Asche zuerst als einen weissen Streifen im Waldboden. An manchen Stellen beträgt sie nur einen Zoll bis einen Fuss; gegen das Skolai-Gebirge hin erreicht sie bis 100 Fuss.

3 M. Loewy et P. Puiseux, Atlas photogr. de la Lune, publ. par l'Observat. de Paris; 1896 . . .; bisher 59 Karten Fol. u. 9 Hefte Text. Hr. M. Loewy hat leider die Vollendung des schönen Werkes nicht erlebt. — Die hier ausgesprochenen Ansichten über Aufschmelzung und lunaren Vulcanismus wurden von mir im J. 1895 (Einige Bemerk. üb. d. Mond; Sitzungsb. Akad. Wien, CIV, S. 21—54) veröffentlicht. Diesen hat sich Hr. Puiseux (La Terre et la Lune, $8^0$, Paris, 1908, 176 pp. Karten; insb. p. 139) im Wesentlichen angeschlossen. Dagegen haben seitherige Erfahrungen mich belehrt, dass in Betreff der Strahlen von Tycho u. A. die von Loewy u. Puiseux vertretene Meinung die richtigere ist. — Mehrere Copien aus diesem Atlas bringt F. Sacco, Essai schém. de Sélénolog.; $8^0$, Turin, 1907, 47 pp. Es ist unmöglich, die reiche neuere Literatur aufzuzählen.

4 N. S. Shaler, A Comparison of the Features of the Earth and the Moon; Smithson. Contrib. 1903, XXXIV, 79 pp; 25 Karten.

5 Loewy et Puiseux, am ang. O., II, p. 54; J. D. Dana, On the Volc. of the Moon; Am. Journ. Sc., 1846, 2. ser., II, p. 335—355; J. W. Pickering, Lunar and Hawaiian phys. Features compared; Mem. Am. Acad. Arts and Sc.; 1906, XIII, p. 151 bis 179.

6 C. E. Dutton, Hawaian Volc.; U. S. Geol. Surv., Ann. Rep. (1882—83) 1884, IV, p. 75—219, Karten; insb. p. 120 (auch III, *b*, 362).

7 P. Moderni, Contrib. allo stud. geol. dei Vulc. Vulsini; Boll. com. geol. 1903, XXXV, p. 121 u. folg.; Karte; ders. Le Bocche erutt. d. Vulc. Sabatini; eb. das. 1896, XXVII, p. 57 u. folg. Karte. — Allerdings haben bereits Pareto und Ponzi vermuthet, dass diese beiden See'n nicht Kratere, sondern „Avallamenti", Thalungen, seien, gebildet durch das Zusammentreten mehrerer Aufschüttungskegel. Es ist aber recht schwer zu glauben, dass diese grossen kreisförmigen Wasserbecken auf den weiten Kegeln von Tuff und auf der geraden Linie der römischen Ausbruchstellen gelegen, durch die zufällige Gruppirung kleinerer Vulcane sollten entstanden sein.

8 G. Mercalli, Stato att. d. Solfatara di Pozzuoli; Atti Accad. Ponton. 1907, XXXVII, Nr. 6; 16 pp.

9 Loewy et Puiseux, III, 37 u. folg.; VII, 17; VIII, 14 (Cyclonen) u. an and. Ort.; Sapper, Centralbl. f. Min., 1903, S. 43; Cyclonen beschreibt ders. im Neu. Jahrb. f. Min. 1904, I, S. 63; ebenso Lacroix, M. Pelé, II, p. 20, 21.

10 Ueber diese Gruppe und das nicht seltene Auftreten von Zwillingen auch: Einige Bemerk. S. 46.

11 Einige Bemerk. S 39; Loewy et Puiseux, III, p. 23 u. folg.; IX, p. 45.

12 Loewy et Puiseux, IX, p. 12.

13 Tabelle in Supan, Grundzüge d. phys. Erdkunde, 4. Aufl., 1908, S. 48; die abweichenden Ziffern für die Höhe Asien's sind Humboldt (1844) 351 M. und Lapparent, 879 M.; für mittlere Höhen und Tiefen auch Penck, Morphologie, $8^0$, 1894, I, S. 151.

14 O. Krümmel, Handb. d. Ozeanographie; $8^0$, Stuttg. 1907; I, S. 144.

15 Shaler, am ang. O., p. 15.

16 II, 156; E. Rudolph, Ueber subm. Erdbeb. u. Erupt.; Gerland, Beitr. zur Geophys.; I, 1887, S. 133 u. folg.; insb. S. 289; Karten (auch folgende Bände).

17 Fridtj. Nansen, The Norw. N. Polar Exped. 1893—96; Scient. Results, IV 1904; Bathymetr. Features of the N. Polar Seas; $4^0$, 232 pp., Karten.

18 Bei Beurtheilung der botnischen Bewegungen ist vor allem von den vorhistorischen Spuren abzusehen, bei welchen andere Umstände maassgebend waren. Die hier in Betracht kommenden können kaum sehr lange vor dem Ende des XVII. Jahrhunderts begonnen haben (II, 524). Wir halten sie auch heute für eine Entleerungs-Erscheinung. Will man einer Aenderung des Niederschlages allein nicht solche Wirkung zugestehen, so kann man annehmen, dass damals durch Stürme eine besonders grosse Menge des schweren Wassers aus dem Kattegat bis über die Schwelle des nördlichen Becken's gelangt ist und die süssen Zuflüsse in höherem Niveau gehalten hat, bis es langsam durch Diffusion entfernt wurde (II, 505). Rosén's Arbeiten zeigen die Schwierigkeiten, mit welchen genaue Messungen in diesen mit der Jahreszeit schwankenden Wässern verbunden sind (Ymer, 1896, XVI, p. 65—77, Karte). — Bei Swinemünde ist das Mittelwasser seit 1811 unverändert (Seibt in Veröff. K. preuss. Geodät. Instit. 1881, 1890). Eine abweichende Angabe für Memel (II, 509) beruhte auf einer Verschiebung des Pegels. — Im Y vor Amsterdam hat sich das Mittelw. von 1700 bis 1860 nicht verändert (H. G. van de Sande-Bakhuyzen, Akad. Amsterdam, 1908, p. 703—710). — Spratt's Angaben von einer Schaukelbewegung auf Creta (II, 554) beruhen, wie Cayeux seither gezeigt hat, auf einer Täuschung (Ann. de Géogr. 1907, XVI, p. 97—116). — A. Grund findet, dass die Strandlinie bei Ephesus seit den ältesten Hafenbauten die gleiche Höhe hat (Sitzungsb. Akad. Wien, 1906, CXV, 1, S. 241—262, Karte). — Die Auffindung von Pholadenlöchern, die älter sind als Eleph. antiquus, in den Höhlen von Monaco (M. Boule in Les Grottes de Grimaldi; $4^0$, Monaco, 1906; II, p. 152 u. folg.) beweist, dass man zu Irrthümern gelangt, indem man solche Bohrungen mit historischen Merkmalen vermengt. — Von den über grössere Strecken ausgedehnten Arbeiten der Herren Lamothe, Depéret, Choffat, Négris u. A. wird sich ergeben, welche früheren Bewegungen des Mittelmeeres als eustatisch und welche als local anzusehen sind.

19 Imm. Kant, Untersuch. d. Frage, ob die Erde in ihrer Umdrehung um die Achse . . . einige Veränderungen seit den ersten Zeiten ihres Ursprunges erlitten habe; Königsberg, Frage- u. Anzeigungsnachr. 1754, No. 23 u. 24; auch dess. Sämmtl. Werke, Ausg. Hartenstein, 1867, I, S. 179—186.

20 O. Hecker, Beob. an Horizontalpendeln üb. d. Deformation d. Erdkörper unter d. Einfl. v. Sonne u. Mond; Veröff. preuss. Geodät. Instit. 1907, Neu. Folg., N. 32; 95 SS.

21 Es kann nicht versucht werden, das Verdienst der Forscher darzustellen, welche, wie Thomson und Schwarzschild, neben den Genannten zur Klarstellung beigetragen haben. Eine Geschichte des Vorganges hat A. Prey im Astronom. Kalender der Wiener Sternwarte für 1905, S. 114—125, geliefert. G. H. Darwin's Ergebnisse wurden zuerst ausführlicher in drei Abhandlungen in den Phil. Trans. Bd. 170 A (1879) 1880 niedergelegt (On the Bodily Tides of Viscous and Semi-elast. Spheroids, and on the Ocean Tides upon a Yielding Nucleus, p. 1—35; On the Precession of a Visc. Spher. and on the remote History of the Earth, p. 447—538; Problems conn. with the Tides of a Visc. Spher.), denen noch weitere nachgefolgt sind (insb. eb. das. 1880, vol. 178 A, p. 379—428, u. 1902, vol. 198 A, p. 301—331; hiezu insb. Poincaré eb. das. p. 333—373). Eine kurze Uebersicht gab Darwin vor der Brit. Association in der Capstadt 1905 (Nature, 1905, vol. 72, p. 441 u. folg.); seine einschlägigen Schriften sind gesammelt in dess. Scientific Papers; Cambridge, $8^0$, bisher I u. II, 1906 und 1907.

22 Rob. Ball, Nature, 1882, XXV, p. 103 u. folg.; Edw. Hull, eb. das. p. 177; G. H. Darwin, eb. das. p. 213; Osm. Fisher, eb. das. p. 243.

23 J. H. Jeans, Vibrations and Stability of a Gravitating Planet; Proc. Roy. Soc. 1903, LXXI, p. 136—138; W. J. Sollas, Figure of the Earth; Quart. Journ. geol. Soc. 1903, LIX, p. 180—188; Lapworth, eb. das. p. 188.

24 A. E. H. Love, Gravitational Stability of the Earth; Phil. Trans. 1907, vol. 207 A, p. 171—241; ders. Adress Brit. Assoc. Leicester, 1907; 12 pp., und Figure and Constit. of the Earth; Roy. Instit. March 6., 1908; 15 pp. Von den letzt erschienenen Schriften mögen die Folgenden noch erwähnt sein: L. Waagen, Wie entstehen Meeresbecken und Gebirge (Verh. Geol. Reichsanst. 1907, S. 99—121), steht auf dem Standpunkte der Contractionstheorie und behandelt mehr den Zusammenhang mit Faltungen; R. D. Oldham, Origin of the Oceans (Quart. Journ. Geol. Soc. 1907, LXIII, p. 344—350) befasst sich mit der Verschiedenheit der Fortpflanzung seismischer Wellen unter dem Pacifischen Ocean und dem eurasiatischen Festlande; W. H. Pickering, The Place of Origin of the Moon; the volcanic Problem (Am. Journ. Geol. 1907, XV, p. 23—38, Karte); die Stelle der Abtrennung liegt in der Mitte der Wasserhemisphäre, etwa 1000 Miles (1600 Kilom.) NO. von Neu-Seeland in $25^0$ s. Br. Die Landhemisphäre wurde auseinander gerissen; daher die Symmetrie der atlantischen Umrisse.

25 R. H. Walcott, Occurrence of So-called Obsidian-Bombs in Australia; Proc. Roy. Soc. Victoria, 1898, new Ser., XI, 1, p. 23—53, insb. p. 35; F. E. Suess, Herkunft der Moldavite; Jahrb. geol. Reichsanst. 1900, L, S. 193—382, insb. Anm. zu S. 339; hiezu Fr. Eichstädt, En egendoml. af rent glas bestående. meteorit, funnen in Skåne; Geol. För. Forh. 1908, XXX, p. 323—330. — Die „Buttons" pflegen sich mit einem breiten und flachen äquatorialen Gürtel zu umgeben, der durch den Widerstand der Luft erzeugt sein mag. Walcott bildet auch einen Zwilling mit einem äquatorialen Gürtel ab; bei diesem dürfte die Rotation vor der Trennung verloren gegangen sein. Bei einem anderen Button ist noch die verlängerte Spur der Anheftung (der Stiel der Birne) vorhanden; dabei hat sich der äquatoriale Gürtel gleich einem Saturnring abgelöst und ist an der Stelle des Stieles offen.

26 Douvillé, Comptes rend. 7 Mars, 1904; Prinz, Sur les Similit. que présentent les Cartes terr. et planét. (Torsion appar. des planètes); Ann. Observ. Brux, 1891; 34 pp.

27 F. R. Helmert, Die Schwerkraft im Hochgebirge; Veröff. preuss. Geodät. Instit. u. d. Centralbur. d. internat. Erdmessung; Berlin, 1890; 52 SS., Karte.

28 C. E. Dutton, Some of the greater Problems of Phys. Geol.; Bull. Phil. Soc. Washington; 1892, XI, p. 51—64.

29 R. v. Sterneck, Schwerkraft in den Alpen; Mitth. k. u. k. milit. geogr. Inst. Wien, 1892, XI; 108 SS., Karte; dess. Relative Schwerebestimm. ausgef. im J. 1893; eb. das. 1894; 102 SS., Karte; insb. S. 87; G. Costanzi, Comptes rend. 21. Oct. 1907.

30 E. D. Preston, Gravit. Determin. at the Sandwich Isl.; Am. Journ. Sc. 1893, CXLV, p. 256, 257; Die spec. Gewichte auf Kilauea liegen nach Silvestri zwischen 2·72 und 3·03; ders. in Taechini, Relaz. sugl. Eccliss. tot. di sole 1882—1887; 52 pp.; insb. p. 50.

31 Ann. Riccò, Anomal. d. Gravità e d. Magn. terr. in Calabr. e Sic.; Boll. Soc. Sism. Ital. 1908, XII, u. an and. Ort.

32 Faye, Comptes rend, 24. Mai 1880, 21. Juin 1880, 30. Avr. 1883 u. an and. Ort. Die Thatsache, dass die Dichte der Erde an der Attraction von Bergen gemessen wird, führt auch Hann als unvereinbar mit Compensation an; ders. Schwerecorrect. bei barometr. Höhenmess.; Peterm. Mitth. 1903, S. 163—166.

33 G. R. Putnam, Results of a transcontinent. Series of Grav. Measurements; Bull. phil. Soc. Washingt. 1895, XIII, p. 31—60, u. G. K. Gilbert, Notes on the Grav. Determinations report. by Mr. Putnam; eb. das. p. 61—75.

34 S. G. Burrard, Intensity and Direction of Force of Gravity in India; Phil. Trans. vol. 205, A, p. 289—318; Kart.; ders. u. H. H. Hayden, Sketch of the Geogr. and Geol. of the Himalaya Mount. and Tibet; $4^0$, Calcutta, 1907; Heft II, p. 51—56; Karten.

35 I, 574; Medlicott and Blanford, Manual. Geol. Ind. I, p. 52; für Kaliána R. D. Oldham, Rec. Geol. Surv. Ind. 1889, XXII, p. 51—56.

36 Baron Rol. Eötvös, Bestimm. d. Gradienten d. Schwerkr. u. ihrer Niveaufläche mit Hülfe d. Drehwage; Verhandl. XV. Conf. d. allgem. Erdmessung (1906); $4^0$, 1908, I, S. 337—395; insb. S. 388, u. Fig. 8, S. 366.

37 Zweifel von anderer Art an ihrem Bestande äussert O. Fisher, Phil. Magaz. 1904, 6, ser., VII, p. 14—25; dagegen Burrard, eb. das. p. 292—294.

38 Bailey Willis, Research in China, $4^0$, 1907, p. 115—133; ähnlich auch dess. Theory of Continent. Structure appl. to N. America, Bull. Geol. Soc. Am. 1907, XVIII, p. 389—412.

39 O. H. Tittman, Rep. on Geodet. operations in the U. S.; Verh. XIV. Conf. allg. Erdmessung (1903), 1904, I, p. 182—212, Karte; ders. u. J. F. Hayford, eb. das. XV. Conf. (1906), 1908, I, p. 192—235, Karte.

40 Die mittlere Tiefe in Faden wurde mit 3·69 multiplicirt (1·03 für Wasser + 2·66 für mittlere Dichte der Gesteine) u. das Ergebniss als eine negative Höhe in Fuss verzeichnet. Dieses Verfahren wurde bis in Tiefen von fast 3000 Fad. fortgesetzt.

41 Chamberlin, Journ. of Geol. 1907, XV, p. 73—78; Hayford, eb. das. p. 79 bis 81. Schliesst sich in wesentlichen Punkten den Aeusserungen Chamberlin's an.

42 Relat. Schwerebestimmungen durch Pendelbeob., ausgef. durch d. k. u. k. Kriegsmarine 1892—1894; hggeb. v. Reichskriegsministerium, Marinesection, $8^0$, Wien, 1895; 630 SS., Karten; M. Loesch, Bestimmung d. Intensit. d. Schwerkraft auf 20 Stationen d. westafric. Küste von Rio del Rey (Kamerun-Geb.) bis Kapstadt; $4^0$, Reichsmarineamt, Berlin, 50 SS., Karte. Für die theoretische Seite der Frage O. E. Schiötz, Ueb. d. Schwerkraft auf d. Meere längs dem Abfall d. Kontinente geg. die Tiefe; Skrift. Vedensk. Selsk. Christiania (1907), 1908, No. 6; 28 SS.

43 O. Hecker, Bestimm. d. Schwerkraft auf d. Atlant. Ocean; Veröff. K. pr. Geodät. Instit., Berlin, 1903, N. Folge, No. 11; 137 SS., Karte, u. dess. Bestimm. d. Schwerkraft auf d. Indischen u. Grossen Ocean, eb. das. 1908, N. Folge, No. 12; 233 SS., Karten; insb. S. 213. Für die hier folgenden Angaben ist es ein Nachtheil, dass die ausserordentliche Genauigkeit der Schwerebeobachtungen nicht von Lothungen begleitet gewesen ist; die Tiefen wurden der englischen Admiralitätskarte und der Monacokarte entnommen.

44 Dana sagt 3·4; vgl. Anm. 30.

45 $34^0\,57'$, $149^0\,55'$ und $34^0\,56'$, $148^0\,27'$; nach den japanischen Isobathen von 1899 eher — 6600 und — 7100 M.

46 Marc. Boule, Comptes rend. 2. Mars 1908.

47 Ein Kärtchen der Transgressionen gibt Lemoine, Madagascar, p. 466. Kitchin hat eine vortreffliche Darstellung der Schwierigkeiten gegeben, welche heute noch für die untere Kreide bestehen; dess. Invertebr. Fauna and Palaent. Relation of the Uitenhage Series; Ann. S. Afr. Mus. 1908, VII, p. 21, 250; insb. p. 51—60.

48 J. Thoulet, Comptes rend. 18. Févr. 1907.

49 Hier mag als einer der entschiedensten Vertreter dieser Ansicht in Deutschland Bergrath v. Dücker genannt sein, der von 1861 bis 1866 in wiederholten Aufsätzen im Kölner „Berggeist", ferner in Vorträgen in den Naturforscherversammlungen zu Giessen 1864, und zu Hannover, 1865, auch zu Baden-Baden, 1879, die damals herrschende Erhebungstheorie unter Berufung auf Favre und E. de Beaumont bekämpfte. „Die Ursache, sagte er im J. 1864, liegt in der Runzelung der Erdrinde beim Schrumpfen der ganzen Erde"; Aehnliches sagt Runge in Roemer, Geol. v. Ober-Schles., $8^0$, 1870, S. 460.

50 Anzeig. Akad. Wien, 17. Juli 1873, S 130—131.

51 C. S. Middlemiss, Phys. Geol. of the Sub-Himalaya of Garwhál and Kumaun; Mem. geol. Surv. Ind. 1890, XXIV, Pt. 2; 143 pp., Karten; insb. p. 138 ff. — Aehnliche Bemerkungen dieses scharfsinnigen Geologen finden sich schon in dess. On the Struct. and Relat. of the S. portion of the Himal. ranges betw. the Riv. Ganges and Ravee, eb. das. 1864, III, Pt. 2; 209 pp., Karten, und in: The Alps and the Himal., a geol. Comparison; Quart. Journ. geol. Soc. 1867, p. 34—52.

52 Synclinal mag die Lagerung der ausfüllenden Sedimente sein, etwa wie Haug, Traité de Géol., I, 1907, p. 159, Fig. 36; dieses ist aber nicht der tektonische Begriff der

Geosynclinale, und die Geanticlinale kann nicht als sein Gegensatz gelten; die Geanticlinale wurde auch ursprünglich von Dana in anderem Sinne gedacht, aber in den beiden Worten lag für manche Autoren die Voraussetzung eines Gleichgewichtes und der Keim der isostatischen Lehre. Desshalb bedaure ich, hier anfangs den Ausdruck Geosynclinale gebraucht zu haben; ich habe ihn später vermieden.

53 Middlemiss, Hazára, Mem. geol. Surv. India, 1896, XXVI, p. 261.

54 Zu Taf. XXI. (In diesen Figuren ist Nord unten.) Fig. 1 zeigt das Zusammentreten zweier der Meere, welche Loewy und Puiseux den mediterranen Einsenkungen vergleichen, links das Mare Serenitatis und rechts das M. Imbrium. Die trennenden Halbinseln sind oben (im Süden) Appennin und unten Kaukasus. Aus dem M. Imbrium ragen drei auffallende Wallringe herauf, Archimedes, Autolycus und Aristillus. Der zwischen ihnen und dem sehr steil abbrechenden Appennin liegende Raum ist Palus Putredinis; er zieht sich zwischen Kaukasus und Appennin herein; der letztere trägt hier sehr hohe Berge, wie M. Hadley, die nicht Vulcane, sondern Schollen sind. Jenseits der Lücke zwischen Appennin und Kaukasus erscheint auf dem dunkeln Grunde des M. Serenitatis ein schwacher weisser Fleck. Das ist Linnaeus, an dem junge Veränderungen vermuthet worden sind. Ein stärkerer weisser Fleck (Alaun?) liegt südlich davon, wo der Appennin sanft unter die Lavafluth des Meeres taucht. Zwischen dem Kaukasus und dem Rande treten die grossen Wallebenen Eudoxus und Aristoteles auf. Das Gebirge am Nordrande des M. Imbrium sind die Alpen; das Thal der Alpen ist als ein gerader Schnitt sichtbar. Fig. 2 lässt links oben und an einigen anderen Stellen Theile des sogenannten „alten Landes“ nämlich weniger veränderte Theile der lunaren Oberfläche erkennen, welche bis zu einem gewissen Grade der basaltischen Unterlage von Island vergleichbar sind. Viele reitende Kratere sind sichtbar. Ein schönes Beispiel steht rechts unten: hierauf folgen in submeridionaler Reihe die drei Wallebenen Purbach, übergreifend auf Regiomontanus, und Walter; hierauf gegen rechts und oben Orontes mit zwei gegen links folgenden grösseren reitenden Krateren; der letzte ist Nasreddin. Links von Nasreddin liegt Stoefler; er hat rechts oben und rechts unten kleine reitende Kratere und links oben den grösseren reitenden Krater Faraday, dem noch zwei Generationen folgen u. s. w. Diese Vorkommnisse verrathen, dass es alle Übergänge zwischen reitenden Explosivstellen und Wallebenen gibt und dass der Mond bei seiner Trennung von der Erde viel juvenile Gase mitgenommen hat, obwohl wegen des Gesammtgewichtes 3·4 nur sehr wenig Nife mitgegangen sein kann.

# SIEBENUNDZWANZIGSTER ABSCHNITT.

## Das Leben.

Einleitung. — Der Strand. — Geschichte des Kaspischen Meeres. — Erscheinen placentaler Säugthiere. — Asyle.

Unter der Hand Carl Rokitansky's, eines der grossen Begründer der pathologischen Anatomie, waren in der grossen Stadt Wien im Laufe der Jahre Tausende menschlicher Leichen gelegen. Er sah die vorüberziehenden Generationen; er sah, wie ausserhalb des menschlichen Geschlechtes unter den verschiedensten Abänderungen die gleiche Folge von Geburt, Ernährung, Fortpflanzung und Tod sich wiederholte. Alles Leben gestaltete sich ihm zu einer Gesammterscheinung, und seine Erfahrungen zusammenfassend, sprach er nicht von Einheit oder von gemeinsamer Abstammung, sondern von der Solidarität alles Lebens.[1]

Der Weg zu dieser Auffassung wurde durch Lamarck und Darwin erschlossen, aber nun, da er erschlossen ist, erscheint sie uns nicht als das Endergebniss einer umspannenden Synthese, sondern als der einheitliche physiologische Ausgangspunkt, zu welchem diese grossen Forscher uns zurückgeführt haben. Sie bringt mit sich den Begriff einer Biosphäre, durch welchen dem Leben seine Stelle angewiesen wird oberhalb der Lithosphäre und welcher zugleich nur das Leben auf diesem Planeten umfasst mit all' seinen Ansprüchen an Temperatur, chemischen Bestand u. s. w. und unter Weglassung aller hypothetischen Vorstellungen von etwaigen Lebensvorgängen auf anderen Himmelskörpern.

Diese Ansprüche bedingen, dass die Biosphäre eine umgrenzte Erscheinung ist, und zwar nicht nur dem Raume, sondern auch der Zeit nach.

Der Beginn des Lebens ist unbekannt. Die Rückbildung von Augen bei cambrischen Trilobiten sagt, dass sie die ältesten uns bekannten, aber nicht die ältesten Wesen sind. Auch die Xiphosuren der Nord-Americanischen Belt-Stufe tragen durchaus nicht das Gepräge von Urthieren.

So wenig wie die Einzelheiten des Beginnes, sind jene des einstigen Endes bekannt, obwohl dieses unausweichlich ist. Einige bevorstehende tiefgreifende Veränderungen lassen sich der durch die Gezeiten veranlassten Abnahme der planetarischen Bewegungen entnehmen, insbesondere der Verlust des Sonnenlichtes für die halbe Oberfläche, aber es wird sich aus dem Nachfolgenden ergeben, dass auch durch die Beschaffenheit des Planeten selbst vielleicht eine Gefahr für einen bedeutenden Theil des Lebens nicht ausgeschlossen ist.

Das Leben verkörpert sich in einem kaum übersehbaren Heere von Gestalten. Wer die weite Ausbreitung und die Gleichförmigkeit der Süsswasser-Fauna des devonischen Festlandes Eria, oder der Floren des Carbon oder der Land-Fauna und -Flora der Gondwána-Zeit betrachtet, wird gerne der Meinung zustimmen, dass im Laufe der Zeiten die Mannigfaltigkeit zugenommen hat. Die physischen Einflüsse sind vielleicht nicht andere geworden, aber ihre Wirkungen haben sich summirt. Schon in früheren Zeiten hat es Glacial-Epochen gegeben und die Spuren warmer Epochen reichen sogar in arktischen Gegenden bis in die paleozoische Zeit zurück. Das Meer der korallenreichen Gosau-Ablagerungen ist wärmer gewesen als jenes der gleichzeitigen norddeutschen Kreide und das Korallen-Meer von Castel Gomberto war wärmer als jenes der Sande von Weinheim und Fontainebleau. Jede neue klimatische Phase war von einer mehr veränderten, in der Regel höher specialisirten Thier- und Pflanzenwelt begleitet. Aehnlich verhält es sich mit dem Antlitze der Erde selbst. Ist ja doch der ganze heutige Zustand mit den Umrissen der Festländer, den Bergen und Thälern, See'n und Flüssen, den Tiefen des Meeres, auch das Erzeugniss einer gehäuften Summe verschiedenartiger Vorgänge.

Schon der erste Versuch, die Biosphäre und die Lithosphäre gleichzeitig zu betrachten, zeigt dass z. B. die Insel Trinidad

durchwegs süd-americanische Flussfische besitzt und dass auch Inseln, die durch Tiefen von einigen tausend Metern von einem Festlande getrennt sind, dennoch viele Land- und Süsswasserthiere besitzen können, die mit jenen des Festlandes identisch sind. Eine solche Insel kann nicht aus dem Meere emporgehoben, sondern die trennende Tiefe muss durch Senkung entstanden sein. Die mit solcher Fauna und Flora versehenen Inseln sind daher Horste, und die von Wallace vertretene Ansicht von der Permanenz der oceanischen Becken ist schon aus diesem Grunde nicht aufrecht zu halten.

Der Einfluss der äusseren Umstände gibt sich deutlich in dem Umstande kund, dass durchaus nicht immer die Seethiere, Landthiere und Süsswasserthiere sich gleichzeitig ändern. Es geschieht sogar, dass z. B. in der mittleren Kreide der Vereinigten Staaten der heutige Laubwald in rascher Entwickelung auftritt, die alte Flora verschwindet und dennoch die alten Typen pflanzenfressender Reptilien fortleben bis zum Schlusse der Kreide.

Rich. Owen hat vor Jahren bemerkt, dass, wenn zu den heutigen australischen Marsupialen ihre in jüngster Zeit erloschenen Vorfahren hinzugefügt werden, sich in dieser Gesammtheit eine Gliederung in Fleisch-, Pflanzen-, Insectenfresser, Nager u. s. w. zeigt, ähnlich jener der grossen Landfaunen Eurasien's. Sogar in mesozoischen Reptilien-Faunen hat man Entsprechendes nachzuweisen versucht. Osborn hat diese Erscheinung das Gesetz der adaptiven Radiation genannt und hat die älteste tertiäre Säugthierfauna, jene von Puerco in Neu-Mexico, als ein Beispiel angeführt.[2]

Dass die grossen Einheiten ökonomischen Bedingungen unterliegen, dass eine gewisse Anzahl von Raubthieren eine gewisse Anzahl von Pflanzenfressern, diese eine ausreichende Menge von Futterpflanzen, dass die Insectenfresser Insecten voraussetzen, dass gewisse Insecten von bestimmten Pflanzen, auch bestimmte Pflanzen von Insecten abhängen, dass Koprophagen, Parasiten jeder Art u. s. w. ihre besonderen Lebensbedingungen haben, bedarf keiner Erläuterung. Ebenso selbstverständlich ist, dass z. B. in dem Verhältnisse der Pflanzenfresser zu den Raubthieren nicht die Zahl der Arten, sondern der Individuen und ihre Beschaffenheit in Betracht kommen. Auffallender ist die Thatsache, dass sich bei Verfolgung der tertiären Landfaunen keineswegs

immer eine fortdauernde Aenderung der einzelnen Arten kundgibt, wie sie etwa bei ungestörter und dauernder Einwirkung der natürlichen Zuchtwahl zu erwarten wäre, sondern dass namentlich im europäischen Miocän ganze neue Faunen, gleichsam ganze ökonomische Einheiten auf der Bühne einander ablösen. Diese Erfahrung hat zur Annahme von grossen Wanderungen geführt und hier schon mögen die gründlichen Arbeiten Lydekker's und Depéret's über diesen Gegenstand erwähnt sein.[3]

Daneben fehlen aber auch nicht vereinzelt ausharrende Relicte und durch Drift vermittelte Besiedelungen, z. B. auf oceanischen Inseln. Deshalb unterschied Baur continentale Inseln mit harmonischer und oceanische mit disharmonischer Fauna und Flora. Hedley hat für den Stillen Ocean die Grenze beider zu ermitteln versucht.[4]

Die folgenden Seiten sollen, lediglich die chorographische Richtung verfolgend, an einigen grösseren Beispielen zeigen, in welcher Art das Leben sich dem Antlitze der Erde anschmiegt. So gering ist aber auch heute noch die Kenntniss von den Lebensumständen der Seethiere und von der Natur der Grenzen ihrer Verbreitung, dass hier vornehmlich nur von den Bewohnern des Landes und der süssen Wässer gesprochen werden kann.

Der einfachste Fall dieses Anschmiegens zeigt sich bei den Pflanzen. Hooker hebt bereits in seiner berühmten Einleitung zur Flora Tasmanien's hervor, dass Varietäten mit Vorliebe an den Verbreitungsgrenzen auftreten.[4] Lundström hält für wahrscheinlich, dass die Weiden Now. Semljä's gegen ihre Nordgrenze heute noch neue Arten bilden.[6] Dazu kommen die Untersuchungen Wettstein's, Engler's u. And., über die Besiedelung der Hochgebirgs-Gipfel.[7] Daran reihen sich die lehrreichen Schilderungen der schrittweisen Ausbildung der Pflanzendecke Scandinavien's durch Jap. Steenstrup, Andersson, Nathorst, Blytt u. And., welche die Entstehung postglacialer Variationen erkennen lassen. In allen diesen Fällen wird die aggressive Vorhut aus härteren Abarten bestehen. Bei dem etwaigen neuerlichen Eintritte eines strengeren Klima mag die Mutterpflanze verschwinden und mögen diese Varietäten als selbständige Arten zurückbleiben.

Minder einfache Beispiele sollen nun folgen. Es soll zuerst das Leben an einer normal, gleichsam ruhenden Strandlinie, dann an einer sich verengenden und negativ bewegten Strandlinie (Kaspi

sches Meer), endlich an Strandablagerungen mit Einschwemmung vom Lande (Erscheinen placentaler Thiere) betrachtet werden.

Der Strand. Chun setzt das Ende des Sonnenlichtes in — 400 M. Diese 400 M. breite Zone mit ihrem vielfachen Wechsel von Insolation, Sturm und Gezeiten, zugleich wie kein anderer Theil der Erde von Strandverschiebungen beeinflusst, gibt sich durch viele Merkmale als das Gebiet kund, von welchem aus die heutige Besiedlung erfolgt ist. Von hier aus sind die Lebewesen gegen oben zur Sonne und nach abwärts zur Tiefe vorgedrungen und es ist auch geschehen, dass Landbewohner zum Meere zurückgekehrt sind.

Während die Wanderung gegen das Land lange anerkannt und von Bronn bereits im Jahre 1860 als „terripetale Bewegung" bezeichnet wurde, meinte man lange, dass in den ungestörten Regionen der Tiefsee sich uralte Formen erhalten hätten. Dieser Meinung trat Neumayr, hauptsächlich auf Grund der Echiniden, entgegen und später meinte Smith-Woodward, dass die palaeontologischen Studien eine Wanderung der Fische vom Strande zur Tiefe und den Bestand von Tiefseefischen überhaupt erst von der Kreide an erkennen lassen.[8]

Allgemein bekannt ist der Polymorphismus von Conchylien-Schalen in Wässern von unbeständiger Beschaffenheit. Nicht wenige Genera, wie Arca, Siliqua, Cardium, treten in minder salziges, sogar fast süsses Wasser ein. Am auffallendsten verhält sich Trigonia. In Nord-America, Süd-America und China gibt es Flüsse mit verzierten Unionen, deren Ornamentik alle Uebergänge zu Trigonien bietet. Vor vielen Jahren wies Lamarck auf ihre Verwandtschaft; Neumayr behauptete die Abstammung der Unioniden von Trigonien. White zeigte, dass verzierte Unionen bereits in der brackischen Laramie-Kreide auftreten und dass die heutigen Arten des Mississippi ihre unmittelbaren Nachfolger sind. So muss man wohl annehmen, dass Trigonien in die Flüsse aufgestiegen und zu Unioniden geworden sind und dass verzierte Unionen, wie sie in jungtertiären Ablagerungen Süd-Europa's bis Omsk in Sibirien und an anderen Orten getroffen werden, wie Steinmann mit Recht folgert, nicht als Beweis für den Zusammenhang der Flüsse gelten dürfen.[9]

Das Eindringen der Fische in die Flüsse findet bekanntlich in vielen einzelnen Schritten statt. Neben reinen Meeresbewohnern

gibt es solche, die im süssen Wasser laichen, aber auch gleichsam rückkehrende Flussfische, die im Salzwasser den Laich ablegen, dann Fische, welche wohl in Flüssen leben, deren nächste Verwandte aber dem Salzwasser angehören, dann reine Flussfische, endlich einige wenige alte, in fluviatilen Sümpfen lebende Formen, welche, wie Polypterus, wohl noch zu den Fischen gezählt werden, jedoch Lungen besitzen.

In der terripetalen Bewegung ist keine Veränderung bezeichnender, als die Entstehung der Lunge. Sie wird nicht auf Kosten der Kiemen gebildet, sondern entwickelt sich bei den höheren Wirbelthieren als ein ganz selbständiges Organ aus dem Schlunddarme unmittelbar hinter der Schilddrüse. Die Kiemen können sogar eine Zeitlang, z. B. bei Fröschen, neben ihr in Gebrauch stehen. Endlich bleibt auch bei den höchsten Säugthieren noch eine Spur von Kiemen im Fruchtleben zurück, als der Beweis des gemeinschaftlichen Ursprunges aus dem Meere. Die Lunge stellt sich bei allen Landbewohnern, bei der Landschnecke, dem Reptil, dem Vogel und dem Säugthiere ein; dasselbe Bedürfniss regt dieselbe Neubildung an.

Von den Abänderungen, welche die Extremitäten erfahren, soll nicht gesprochen werden, dagegen mögen einige Worte über die Sinnesorgane folgen.

Im Ohr des Zahnwales, folglich eines zum Meere zurückgekehrten Säugthieres, ist der Gehörgang fast verschlossen; die Leitung des Schalles muss eine moleculare sein, da das Trommelfell kaum Schallwellen empfangen kann. Dollo hat gefunden, dass bei Plioplatecarpus, einem cretacischen Mosasaurier, und bei Ichtyosaurus die Leitung des Schalles gleichfalls molecular gewesen ist.[10]

Dieser Fall der Wiederkehr der gleichen Abänderung bei so verschiedenen Thieren wiederholt sich vielfach bei dem Auge und es ist in der That schwer, diese Vorgänge zu verstehen, ohne mindestens für das Auge eine Einheit des Systems der Sinnesorgane vorauszusetzen, sei es Sinne von Haeckel's Sensillen oder der später hervorgetretenen Forschungsergebnisse. Augen können in der That an den verschiedensten Theilen des Körpers entstehen, sogar innerhalb des Mantels von Cephalopoden und an den Kiemen einzelner Bivalven.[11] Die palaeontologischen Erfahrungen lassen keinen Zweifel darüber, dass auch das Augenpaar der heutigen

Wirbelthiere das Ergebniss eines lange dauernden Concentrations-Vorganges ist.

Im J. 1886 fand de Graaf, dass bei Anguis fragilis das Foramen parietale von einem verkümmerten Auge begleitet sei; er sah es als eine Rückbildung an und folgerte aus dem Auftreten des Scheitelloches bei den Stegocephalen, dass einst hier ein functionirendes Auge bestand. Credner zeigte bald darauf, dass bei dem permischen Anthracosaur. raniceps die beschuppte Haut sich nicht über das Scheitelloch erstreckt und bestätigte damit das einstige Vorhandensein eines Auges.[12]

Weitere Beobachtungen lehren das Folgende.

In der Gondwána-Zeit bietet, wie bereits öfters gesagt worden ist, die Erde das Bild ausgedehnter Festländer mit einer über ausserordentlich weite Erstreckungen verbreiteten Land-Flora und -Fauna. Um diese Zeit haben an sehr entfernten Stellen Land-Reptilien gelebt, deren Parietal-Oeffnung, namentlich in der Gruppe der Anomodonten, Dimensionen besass, welche später nie mehr erreicht worden sind. Bereits vor vielen Jahren war Cope ihre ausserordentliche Grösse bei den Diadectiden aus den permischen Ablagerungen von Texas aufgefallen.[13] Weit von hier, bei Elgin in NO.-Schottland, in Schichten vom Alter der Gondwána-Fauna, liegt bei Gordonia Traquairi die Oeffnung in einer verlängerten Vertiefung. „Ihre tiefe, napfförmige Gestalt, sagt Newton, ist wahrscheinlich, ein Zeichen dafür, dass sie ein wohlentwickeltes Auge enthielt."[14] Seeley hat einen gebrochenen Schädel von Deutorosaurus aus uralischem Perm beschrieben, in welchem die Parietal-Oeffnung mit dem Hirn durch einen $^3/_4$ Zoll weiten Canal verbunden ist.[15] Bei Delphinognathus aus Süd-Africa erhebt sich die Mitte des Scheitels zu einem selbständigen Kegel, welcher die fast 2 Centim. weite, kraterförmige, von Gefäss-Oeffnungen strahlenförmig umgebene Parietal-Oeffnung trägt.[16] Das Centralorgan selbst mag in diesen Fällen eine von der heutigen recht abweichende Gestalt besessen haben.

Jaekel hat ähnliche Beobachtungen aus verschiedenen Formationen gesammelt. Nach diesen liegt bei nicht wenigen devonischen Fischen die Oeffnung nicht in den Parietal-, sondern in den Frontal-Knochen. Ferner ist sie bei Thursius und bei Diplopterus von einem Kranze von ossificirten Täfelchen begleitet,

der nach meiner Meinung trotz erhobener Bedenken als ein Skleral-Ring gelten sollte.[17]

Bei den lebenden Reptilien sind zwei hinter einander liegende Gebilde vorhanden, nämlich die Parietal-Organe mit dem Parietal-Auge, und hinter diesem die Pineal-Organe; nur die ersteren treten in gewissen Fällen in ein Parietal-Loch ein. Dass es sich in diesen Fällen wirklich um die Rudimente eines dritten Auges handelt, ergibt sich aus dem bei nicht wenig Sauriern nachgewiesenen Bestande einer lichtbrechenden Linse, einer pigmentirten Retina und eines eigenen Nerv, der die Verbindung mit dem Hirn vermittelt. Neben den Sauriern ist insbesondere Sphenodon (Hatteria) von Bedeutung, der merkwürdige Rest aus permischer Zeit, welcher noch heute auf kleinen Inseln der Cook-Strasse (Neu-Seeland) ein vereinzeltes Dasein führt. Sein Auge mit Linse und Retina ragt in die Parietal-Oeffnung. Bei ausgewachsenen Individuen ist diese Oeffnung durch Bindegewebe verschlossen.

Die Anlage scheint ursprünglich eine paarige gewesen und hierauf unter Bevorzugung eines der beiden Theile unpaarig geworden zu sein. Dann würde das Pineal-Organ, der heute bei den Säugthieren fast allein erübrigende Rest, ein viertes Auge vertreten. Noch beim Menschen sind Spuren eines Nerv. parietalis gefunden worden.[18]

Anders stellt sich der Kampf des Auges mit der Finsterniss dar. Schon die Facetten-Augen der Trilobiten zeigen bald Atrophie, bald Hypertrophie und bei der untersilurischen Gattung Trinucleus kommt es vor, dass junge Exemplare Facetten-Augen haben, während die Ausgewachsenen blind sind. Verfolgt man aber Exner's Erfahrungen über Pigmentwanderungen im Facetten-Auge und Chun's Beobachtungen über die Leuchtorgane und die Teleskop-Augen der Tiefsee, so gelangt man zu wunderbaren physiologischen Vorgängen und zu Neubauten, die zwar durch die äusseren Umstände angeregt und hervorgerufen sind, jedoch weit über den einfachen und landläufigen Begriff der Anpassung hinausgehen.[19] Die Leuchtorgane, einstens für accessorische Augen gehalten, sind zwar Hilfsorgane des Sehens, aber doch sehr selbständige Gebilde. Ihre autonome Entstehung erscheint allerdings weniger wunderbar als jene der Lunge, weil ja Augen an so verschiedenen Körpertheilen entstehen können, aber ganz wie die Lunge treten sie bei den verschiedensten Thieren auf, bei

Crustaceen, Cephalopoden und Fischen. Sogar bei einzelnen der zum Meere zurückgekehrten Säugthieren sind ähnliche Anlagen getroffen worden.[20]

Somit erweist sich die Lunge als das Product des Lebens am Lande, das Leuchtorgan als das Product der Tiefe und als die Ausgangsstelle liegt zwischen beiden der Strand. Verschiedene Thierklassen haben das andauernde Vermögen, unter gleichen äusseren Umständen gleiche Neubildungen zu veranlassen. Das ist weit mehr als gemeinsame Abstammung. Es ist nicht Convergenz, sondern fortdauernder Parallelismus. Der frühere Zustand erlischt endlich schon im Fruchtleben. Neue Arten, auch zahlreiche neue Gattungen und zugleich mit dieser Zersplitterung doch auch identische Organe bei verschiedenen Thieren werden unter den mannigfachen Einflüssen neu gebildet, die man mit dem Worte „Anpassung" zu umfassen pflegt.

Geschichte des Kaspischen Meeres. Der Strand, wie er jetzt betrachtet wurde, ist frei und offen. Es gibt aber auch Beispiele, in denen er sich schliesst, verengt, und die Bewohner der Wässer gefangen hält.

Das Antlitz der Erde bietet zwei Beispiele des von tektonischen Ereignissen nicht wesentlich gestörten Endes grosser Meere. Der todte Erbe des ersten ist die Salzregion des Djouf in der westlichen Sahara, und der sterbende Erbe des zweiten, welches das palaeokaspische heissen mag, ist das Kaspische Meer. Zur Zeit der Ober-Kreide waren beide von der Meerestransgression bedeckt, welche vom Atlantischen Ocean bis in das Tarym-Becken sich erstreckte. Dann trat Trennung ein, theils durch das Ueberwiegen der negativen Verschiebungen des Strandes und theils durch tektonische Bewegungen (Alpen, Iran). Der Djouf wurde abgesondert, und zwar wie es scheint lediglich durch den Rückzug des Meeres. Die Trennung dürfte sich von Nordwest gegen Südost, von den Höhen von Ahaggar, nicht allzu weit von Bilma, in der Richtung auf die Berge von Tibesti vollzogen haben, ein atlantisches von einem libysch-mediterranen Becken scheidend (I, 465; III, 6, 99). Bei weitem nicht so scharf ist noch in mitteltertiärer Zeit die Grenze des palaeokaspischen Gebietes gegen das Mittelmeer, und während das Mittelmeer noch durch Einsenkungen sich erweitert, bleibt das palaeokaspische ein Transgressionsmeer, das durch Gebirgsbildungen getheilt, aber

nicht erweitert wird. Darum ist es auch lediglich als eine späte und vorübergehende Erweiterung der Tethys zu bezeichnen.

Im Westen gehören alle Ebenen der mittleren und unteren Donau und die nördlichen Abhänge der Karpathen und des Kaukasus dem palaeokaspischen Meere an. Im Osten haben Ober-Kreide und Eocän bis gegen Kashgár und Sánju gereicht, und es frägt sich, ob die Gypse des Pámir nicht von tertiärem Alter sind. Im Ganzen bleibt aber doch die Geschichte dieses Meeres durch eine lange Zeit mit jener des Mittelmeeres verbunden.

Die Thatsache, dass die südlichen Ränder des böhmischen Horstes nur von Uferbildungen der I. Mediterran-Stufe umgeben sind, zeigt irgend ein maassgebendes Ereigniss an, und von hier möge die weitere Betrachtung beginnen. Sie muss von dem über die Schicksale des Mittelmeeres Gesagten (I, 360) ausgehen und soll sich mehr auf die Fauna beziehen. Der Gegenstand bleibt trotz dieser Einschränkung ein so ausgedehnter, dass er einer Gliederung bedarf. Es wird kurz 1. von Mittel- und Ost-Europa, namentlich in Bezug auf das Alter der Faunen gesprochen werden, dann 2. ein Vergleich mit Indien, hierauf 3. mit Nord-Africa, und endlich 4. eine Skizze der heutigen Zustände am Kaspi folgen.

1. Die eben erwähnte litorale Fauna des böhmischen Horstes führt über einer brackischen Unterlage mit Cerith. margaritaceum (Schichten von Molt, oberaquitanisch bei Depéret) die marinen Sande und Lithothamnien-Kalke der I. Mediterran-Stufe und eine Land-Fauna, deren Uebereinstimmung mit den Sanden von Orléans Depéret erwiesen hat. Diese Fauna ist bis an den unteren Tajo bekannt; ihre bezeichnendste Gattung ist der grosse Suide Brachyodus, doch wird auch schon Mastod. angustidens angeführt.[21]

Nun tritt eine grosse Einengung des Meeres ein; sie reicht von Bayern, durch das östliche Europa und weit nach Asien. Salz und Gyps kommen zur Ablagerung; es ist die salinare Epoche des Schlier, der erste Vorbote des Endes. Neben mediterranen Arten tritt in den begleitenden Mergeln eine nicht geringe Anzahl neuer, endemischer Arten auf; auch ein 8 M. langer Wal wurde getroffen. Geringe Veränderungen könnten auch heute einen Abschluss des ganzen Mittelmeeres sammt dem Pontus herbeiführen.

Die Zeit, in welcher Verdampfung grösser war als Nieder-

schlag, geht vorüber. Brackische Cardien stellen sich ein. Süsswasser-Schichten mit Oncophora ziehen von Westen her bis nach Mähren herein. Blätter des Zimmtbaumes werden herbeigeweht; am Ostrande der Alpen bilden sich Braunkohlen. Ein durch Cerith. lignitarum bezeichneter Horizont (helvetisch) ist der Beginn der II. Mediterran-Stufe. Ihre Transgression ist eine mässige. Ringsum sind die Folgen der trockenen Zeit vorübergegangen und in ganz Mittel-Europa lebt eine reiche Land-Fauna. Brachyodus ist verschwunden; Mastod. angustidens ist noch vorhanden, daneben anthropoide Affen, Amphicyon, Dinotherium, Anchitherium, Hyaemoschus, Prox, Palaeomeryx, Listriodon u. A. Auch diese Fauna reicht gegen West bis zum unteren Tajo. Zu den bekanntesten Fundorten gehören Sansans, Steinheim und die jüngeren steirischen Braunkohlen (Eibiswald).

Im J. 1870 schrieb Osk. Fraas, man werde durch die Fossilien von Steinheim zu dem Gedanken hingerissen, dass diese Fauna noch im indischen Archipel fortlebt. Nicht lange darauf hat A. v. Pelzeln sie als malayisch erklärt.[22] Diesen Namen werden wir benützen, nicht um zu sagen, dass die malayischen Ländergebiete die ursprüngliche Heimat dieser Thiere sind, sondern nur um anzudeuten, dass heute dort ein besonderes Maass von Verwandtschaft getroffen wird.

Eine neuerliche Einengung findet statt, dieses Mal deutlich veranlasst durch eine ausgedehnte Senkung der Strandlinie. Von nun an ist das palaeokaspische Gebiet endgültig vom Mittelmeere abgeschlossen. Das neue, das Sarmatische Meer erreicht in Nieder-Oesterreich seine westliche Grenze und umfasst im Osten den Aral. Seine Wässer haben nicht mehr völlig die normale Beschaffenheit. Die Fauna ist arm an Arten, überreich an Individuen. Einzelne mediterrane Relicte leben neben der endemischen Fauna, in welcher Seesäugethiere, ferner unter den Mollusken Trochus, Mactra, Cardium u. A. hervortreten. Cephalopoden, Brachiopoden, Echiniden und Korallen fehlen und gelangen nicht mehr in kaspisches Gebiet.

Diese Aenderung des Umrisses des Meeres und seiner Fauna ist von einer wesentlichen Aenderung der malayischen Land-Fauna nicht begleitet. Erosion auf der Oberfläche der sarmatischen Ablagerungen zeigt hierauf neuerliche negative Bewegung an; sie ist so

bedeutend, dass der Strand des Mittelmeeres wahrscheinlich tiefer lag als heute. Das bisherige Meeresgebiet wird von einer Kette von Süsswasser-Seen eingenommen; es ist die Pontische Stufe. Jetzt erst verschwindet die malayische Fauna und ihre Nachfolgerin trägt ein völlig africanisches Gepräge. Affen, Machairodus, Hyaena, Mastod. longirostris, Dinoth. giganteum, Hippotherium, Helladotherium, Camelopardalis, Gazella, Palaeoryx, Struthio u. A. bezeichnen sie. Am unteren Tajo, bei Concud (Spanien), Eppelsheim (bei Frankfurt), in den Wiener Congerien-Schichten und dem Belvedere-Schotter, bei Balta (Podolien), Pikermi (unweit Athen), auf der Insel Samos, bei Maragha (Persien) und an vielen anderen Orten ist sie bekannt. Bezeichnende Formen des Cap treten an den entferntesten Stellen auf, so z. B. Orycteropus in Maragha und auf Samos. Aehnliches zeigt Manis.[23]

Unter mancherlei Wechselfällen dringt von Norden die holarktische Fauna und Flora durch Europa vor; asiatische Elemente erscheinen; trotzdem leben noch heute africanische Reste da und dort in den nördlichen Küstenländern des Mittelmeeres.

2. Die Geschichte des Mittelmeeres hat durch Pilgrim's Forschungen am Persischen Meerbusen eine erwünschte Vervollständigung erfahren.[24]

Die vermuthete secundäre Schaarung bei Bender Abbas findet wirklich statt. Eine der bei Kurrachee versinkenden iranischen Aussenketten taucht am Ras el Hadd in SO.-Arabien wieder hervor. Sie streicht bogenförmig in ansehnlicher Höhe durch Oman und erreicht Cap Masandam gegenüber von Bender Abbas. Sie besteht aus krystallinischem Schiefer, palaeozoischen und Trias-Ablagerungen, einer mächtigen basischen Intrusion, dann Kreide und Tertiär. Der Golf von Oman ist daher kein Vorgraben, sondern liegt innerhalb der im Osten angedeuteten Virgation der Ketten von Sind. Der Vorgraben der Zagros-Ketten beginnt erst innerhalb der Strasse von Hormuzd, und zwar wird vermuthet, dass die Senkung des Persischen Meerbusens erst in sehr junger Zeit stattgefunden hat, weil die eocänen Sedimente auf Bahrein verschieden sind von jenen Persien's.

Auf der persischen Seite liegt über Kreide und Eocän die oligocäne Lower Nari-Stufe Indien's, und auf dieser Upper Nari, entsprechend den Ablagerungen am See von Urmia, d. i. der

I. Mediterran-Stufe. Hierauf folgt weithin Gyps. Er ist auf der ganzen Strecke von Bushehr bis Bender Abbas überlagert von den mächtigen Aequivalenten der II. Mediterran-Stufe mit Pecten Virleti und Venus Aglaurae. Darum stellt auch Pilgrim den Gyps in den Horizont des österreichischen Schlier.

Die nun folgende Zone des Pecten Vatteli oder Küstenzone ist von Kishm über die Makrán-Küste bis Kurachee bekannt. Sie bietet unerwarteter Weise ziemlich viele endemische Arten.[25]

Discordant folgt nun die Bachtyári-Series, nach allem Anscheine eine alte Flussbildung. Loftus hat sie sogar bis Mosul am Tigris verfolgt, sie hat aber noch an Faltungen theilgenommen. Man möchte sie als die Ausfüllung eines alten Vorgrabens ansehen. Endlich erscheint ein Foraminiferen-Oolith (Miliolith) in horizontalen Lagen; er gilt als eine Bildung des Windes. Verhärtete Muschelbänke (litoral concrete) bilden den Schluss.

Die „Sackgasse" des heutigen persischen Busens enthält, wie die Zone des Pecten Vatteli, eine Anzahl endemischer Mollusken.

Die wichtigsten Veränderungen der mitteltertiären Meere setzen sich, wie an früherer Stelle gezeigt worden ist und wie namentlich die Einschaltung der Gypse und Salze in einen bestimmten Horizont verräth, nicht nur über Armenien und das iranische Hochland bis Chorassan, sondern auch durch Mesopotamien wenigstens bis zur Strasse von Hormuzd fort. Livingstone's Schilderung von dem Rückzuge der Elephanten und Nashörner aus von Trockenheit betroffenen Landstrichen gibt ein Bild des muthmaasslichen Einflusses einer solchen Zeit auf die Thierwelt.

Die tertiären Ablagerungen des Persischen Meerbusens stehen über Kurrachee mit jenen des Indus-Thales in Verbindung.

Die Reihenfolge der Land-Faunen in Indien gleicht völlig jener Süd-Europa's. Wir beschränken uns auf einzelne Beispiele. In den Bugti-Bergen in O.-Baludshistán (südliche Vorberge von Sewestán gegen den Indus) traf Blanford Brachyodus, dabei auch merkwürdig gefaltete Unionen; Pilgrim hat sie der aquitanischen Stufe zugetheilt.[26] Bei Kushálgarh am Indus (Ráwalpindi) treten die öfters „Attock-Fossilien" genannten Säugthier-Reste auf. Dinotherium, Amphicyon und Listriodon weisen auf die malayische Fauna.[27] Die reiche Sewalik-Fauna der Vorberge des Himálaya

entspricht dem africanischen Gepräge wie Pikermi und Maragha. Sie ist auch am Irawaddi in Burma bekannt. —

Nun frägt sich, was unter malayisch zu verstehen ist; wir folgen Blanford's Gliederung der heutigen Thierwelt Indien's.[28]

Die holarktische Fauna dringt von N. und NW. herein und nimmt das Hochland von Tibet, Punjab und die wüsten Landstriche bis an das Arwali-Gebirge in Anspruch. Das typische Malayische Gebiet beginnt heute in Tenasserim und erstreckt sich weit gegen Südost. An dieses schliesst sich im Norden die transgangetische Region. Ihre Fauna sitzt in Burma, Assam und der Waldregion des Himálaya. Dabei erfolgt in dieser Waldregion gegen West eine zunehmende Beimengung holarktischer Arten und es scheint, als sei die transgangetische Fauna erst hier gesessen, dann in kalter Zeit unterlegen, und in jüngster Zeit durch die Wälder von Assam zurückgekehrt. Diese beiden Faunen, jene von Tenasserim und die transgangetische, sind es, welche Pelzeln vereint die malayische Fauna genannt hat; sie sind dieselben, in denen auch Lydekker Verschiedenheit von Sewalik und Aehnlichkeit mit europäischen Oligocän- oder Miocän-Resten erkennt.[29]

Die cisgangetische Region, d. i. das eigentliche Hindustán, umfasst viele Gattungen der allgemeinen Indo-Malayischen (oder Orientalischen) Fauna, wie Semnopithecus, Elephas u. And., welche sich hauptsächlich in den bewaldeten Theilen der Halbinsel aufhalten, daneben aber Elemente einer zweiten, Blanford's Arischer Fauna, wie Melursus, Boselaphus, Antilope u. A., die dem tropischen Africa entsprechen, aber N.-Africa und den benachbarten Theilen Asien's fehlen. Von beiden Faunen trifft man Vorgänger in Sewalik.

Endlich scheidet sich von der cisgangetischen Region das Gebiet von Malabar längs der Westküste sammt SW.-Ceylon ab. In diesem treten nicht wenige Gattungen der transgangetischen und malayischen Fauna auf, die auf der Halbinsel sonst nicht getroffen werden. Die Uebereinstimmung ist so auffallend, dass Stoliczka bereits im J. 1870 frug, ob etwa die Malayische Fauna einmal über die ganze Halbinsel ausgebreitet war.[30] Blanford trennt hier die Spur einer noch älteren, dritten, der Dravidischen Fauna ab, die nur aus wenig Säugthieren und hauptsächlich aus Reptilien und einigen Landschnecken besteht.

Von dieser Theilung Indien's scheiden sich die Bewohner der Flüsse gänzlich aus. Der Gavial der Sewalik-Schichten lebt im Indus, Ganges, Brahmaputra und Mahanadi; er wird aber auch vom Fl. Koladyne (N. Arrakan) angeführt. Vielleicht ist er ein Zeichen des geringen Alters der Senkung des Bengalischen Golfes, an dessen Stelle einst der Ganges geflossen sein mag. Auch das Crocodil und Emys tectum der Sewalik-Fauna leben noch heute.[31]

Eine Zusammenfassung dieser Einzelheiten soll erst nach der Betrachtung der nordafricanischen Vorkommnisse folgen.

3. Die Uebereinstimmung des mediterranen Atlas mit Europa ist bekannt. Depéret hat gezeigt, dass Pomel's Cartennien der I. Mediterran-Stufe entspricht und dass in dieser Stufe in Kabylien Mast. angustidens auftritt.[32] Pomel's Helvetien ist die II. Mediterran- und das Sahélien wahrscheinlich ein marines Aequivalent der Pontischen Stufe. In Oran und Constantine wurde auch die der Pontischen Stufe entsprechende Land-Fauna mit africanischem Gepräge getroffen.

Die alten Felsarten der Grundlage von Gondwána-Land erstrecken sich von der südlichen Hälfte Africa's her zwischen dem Nil und dem Rothen Meere gegen Nord und treten im Sinai nach Arabien über. Wir haben bereits erwähnt, dass durch das Sinken des cretacischen Meeresspiegels eine Trennung der Meere der Sahara etwa auf der Linie Ahaggar-Tibesti entstand und zu beiden Seiten eocäne, dann miocäne Meeresbecken zurückblieben. Im libyschen Becken gelangen die Ablagerungen des Miocän von dem unteren Nil bis gegen Tripolis an das heutige Meeresufer, sie reichen aber, wie es scheint, nicht allzu weit gegen das Innere der Wüste. Mächtige Flüsse ergossen sich in dieses Meer; Wadi Igharghar dürfte der bedeutendste gewesen sein. Keiner dieser tertiären Flüsse erreicht heute das Meer.

Die einander ziemlich regelmässig folgenden Umrisse der einzelnen Schichtgruppen im Süden und Südwesten von Kairo deuten daher ebenso viele Umrisse der Nordküste des alten Festlandes an und die merkwürdigen Reste von Landthieren, welche hier in fluvio-marinen Uferbildungen liegen, sind nichts anderes, als ein kleiner Bruchtheil der reichen Mannigfaltigkeit an Gestalten, welche damals das nördliche Gondwána-Land belebte.

Die palaeontologischen Entdeckungen von Andrews und die stratigraphischen Feststellungen Beadnell's lehren, dass im Fajûm im mittleren Eocän (Mokattam-Stufe) über der rein marinen Zone des Nummul. Gizehensis weisse Mergel mit Fischen und Zeuglodon lagern. Dann folgt ein Wechsel von Kalkstein, Mergel und Sandstein mit Moeritherium, Barytherium, vielen Seesäugthieren, Rochen u. A. Das Ober-Eocän (Barton-Stufe) ist fluviomarin. Hier treten das fremdartige Arsinotherium, Palaeomastodon als ein Vorläufer der Proboscidier und, neben vielen sonst unbekannten Formen, auch Hyaenodon, Procyon und einige wenige andere Arten auf, welche Beziehungen zu der gleich alten, aber bisher nicht annähernd in gleichem Reichthume bekannten Land-Fauna Europa's verrathen. Auch hier fand man zahlreiche Seesäugthiere.[33] Im Fajûm folgen noch weitere fluviomarine Ablagerungen und in ihrer Fortsetzung, bei Moghara, 160 Kilom. W. von Kairo, hat Blanckenhorn Brachyodus und Rhinoceros, später Beadnell einen wahrscheinlich zu Mastod. angustidens gehörigen Rest entdeckt. Diese Fossilien sind von Mytil. aquitanicus begleitet und entsprechen dem Beginne der malayischen Fauna. Während der II. Mediterran-Stufe tritt marine Transgression ein. Weiterhin, im Wadi Natrûn, wurden Hipparion aff. gracile, Hippopotamus hipponensis, Sus, Hippotrag. Cordieri, Samotherium (oder Libytherium) und Mastodon sp. gefunden, nämlich die Vertreter der pontischen Zeit Europa's, in welcher sowohl in Europa als in Indien der africanische Typus hervortritt.[34] Endlich führt Beadnell von Qasr-el-Sagha (Schweinfurth's Tempel) aus der alten Erweiterung des See's Moeris, nördlich vom Ost-Ende des Fajûm, neben neolithischen Feuersteinen Eleph. africanus, Hippopotamus und Bubalus auf, die heutige Land-Fauna, obwohl kein ägyptisches Denkmal den Elephanten erwähnt.[35]

Hier mag nochmals erinnert sein, dass die Bezeichnung malayische oder africanische Fauna nicht gewählt wurde, um das ursprüngliche Vaterland, sondern um die Verwandtschaft unter den heutigen Faunen zu bezeichnen. In Africa schaltet sich deutlich ein malayischer Horizont zwischen die Funde des Fajûm und die heutige Lebewelt ein. Es steht nicht einmal fest, ob nicht heute noch in West-Africa malayische Reste leben.[36] Dann würde der anthropoide Dryopithecus in Depéret's Horizont von St. Gaudens (welcher beiläufig der sarmatischen Stufe gleichgestellt

wird) eine Verbindung anzeigen zwischen dem Orang in Borneo und dem Gorilla in West-Africa. Die africanische Fauna würde dann auch hier einen malayischen Rest abtrennen, entsprechend dem Reste in Malabar.

4. Versuchen wir zu summiren, da und dort zu ergänzen und uns dem Kaspi zu nähern.

*a*) Aus der oligocänen Zeit steigt die Gattung Brachyodus auf; dazu kommt als Vorbote der malayischen Fauna Mastod. angustidens. Diese Fauna ist durch das mittlere Europa bekannt, ferner in Baludshistán (Bugti) und W. von Kairo (Moghara). Normale mediterrane Meeres-Fauna von Mittel-Europa und Nord-Africa bis Klein-Asien und Persien. (I. Medit.-Stufe = Burdigalien.)

*b*) Erster Abschluss des Meeres; Salz und Gyps von der mittleren Donau bis auf das persische Hochland, bis Hormuzd und Suez. Mediterrane Conchylien, daneben endemische Arten (Schlier).

*c*) Fluviomarine Sedimente, Braunkohle, hierauf mässige Transgression mit normaler Mediterran-Fauna in Mittel- und Süd-Europa und in Nord-Africa. Reiche malayische Säugthierfauna in Mittel- und Süd-Europa, Nord-Africa und am Indus (Kushalgar). (II. Medit.-Stufe = Vindobon. inf. et moy. = Helvet. + Torton.)

*d*) Zweiter Abschluss des Meeres, und zwar auf dem viel engeren Raume von Nieder-Oesterreich bis über den Aral, im Süden noch die Troas umfassend. Erstes deutlicheres Hervortreten des sich fortan mehr und mehr verengenden palaeokaspischen Umrisses. Beschaffenheit des Wassers nicht normal; viele Seesäugthiere; endemische Mollusken mit mediterranen Resten. Fortdauer der malayischen Land-Fauna. (Sarmatische Stufe = Vindob. sup. = Sarmatien.)

*e*) Die malayische Land-Fauna verschwindet nun aus dem ganzen Gebiete. Sie lebt noch heute fort auf der malayischen Halbinsel und weit gegen Ost, dann von Tenasserim durch die transgangetische Region bis an den Fuss des Himálaya, ferner in einem abgetrennten Gebiete in Malabar und SW. Ceylon, vielleicht auch in Resten in West-Africa. Allenthalben, durch ganz Mittel- und Süd-Europa, Nord-Africa und Ost-Indien wird sie verdrängt durch eine africanische Fauna. Zunächst folgt der sarmatischen Stufe in Europa eine Zeit tiefen Standes der Strandlinie und zugleich Erosion; dieses scheint die Zeit des

Eintretens der africanischen Thierwelt zu sein. Sie breitet sich über Theile von Europa aus, tritt in Aegypten auf (Wadi Natrûn), erreicht Persien (Maragha), Ostindien (Sewalik) und Burma. Ueberall erscheint sie als die jüngere, aber am Irawaddi ist die malayische Fauna später neuerdings über ein Gebiet geschritten, welches in tertiärer Zeit eine africanische Thierwelt (Sewalik) getragen hatte.

Auf die erodirte Oberfläche legt sich zunächst Andrussow's mäotische Stufe. In NW. Ungarn entspricht ihr wie Hoernes gezeigt hat, eine durch Melanopsis impressa gekennzeichnete Zone. Andrussow meint, dass zu dieser Zeit das palaeokaspische Gebiet bereits in mehrere Becken geteilt war.[37]

Die letzte Vorfaltung des Himálaya und der Zagros-Ketten, die Senkung des Busens von Oman, des Persischen Busens, die Abtrennung von Ceylon, auch die Oeffnung von Suez und die ägäische Senkung sind jünger als das Erscheinen der africanischen Typen. Ganz junge postpontische Faltungen finden sich am Ende des Balkan und am Rande der südlichen Karpathen, ebenso in der Krim; den Kaukasus begleiten sarmatische Falten. Trotzdem tritt der sarmatische (zugleich palaeokaspische) Saum in flacher Lagerung von der Bukowina nach Bessarabien über, sein Nordrand erreicht Jekaterinoslaw, dann das nördliche Ufer des Asow'schen Meeres, endlich nördlich vom Manytsch das Kaspische Meer.[38]

*f*) Grosse Süsswasser-See'n stellen sich im Donauthale ein mit endemischer Fauna (Cardium, Congeria, Melanopsis); Spuren davon finden sich auch ausserhalb des sarmatischen Umrisses, z. B. am unteren Rhône-Flusse. (Pontische Stufe.)

Sabba Stefanescu's Karte der rumänischen Tertiär-Ablagerungen zeigt sehr deutlich, dass sie schon vom äussersten Westen, beinahe schon vom Durchbruche der Donau her, in parallelen Zonen dem Fusse der Karpathen folgen, zugleich eine im Westen sich schliessende, gegen Süden offene Mulde bildend.[39]

Fügt man dazu Andrussow's Karte der mäotischen und pontischen Ablagerungen, so gelangt man zu einer weiten Wasserfläche, die im Norden sich dem sarmatischen Saume anschliesst und dann gegen den Manytsch vortritt, und zu einer zweiten Wasserfläche, welche ein gegen Nord ausserordentlich erweitertes Kaspisches Meer darstellt. Im Südosten des Pontus, im Bezirke

Kutaïs, haben Michailowski und Weber auch pontische Ablagerungen nachgewiesen.[40]

*g*) Die Abschliessung der Becken nimmt zu, aber im südlichen Bessarabien enthalten Sande mit Card. semisulcatum C. novorossicum, Unio maximus und anderen And. die Steppen-Kalke von Odessa bezeichnenden Conchylien noch immer Mastod. longirostris, Hippotherium gracile und andere Arten der africanischen Land-Fauna.[41]

*h*) Die levantinische Stufe, welche in Rumänien, in Ungarn und Oesterreich den Horizont des Mast. avernensis vertritt, scheint im engeren Gebiet von Pontus bis Aral nur wenig vertreten zu sein. Diese Art wird SW. von Taganrog angeführt und levantinische Conchylien werden mit Zweifeln aus Kutais genannt.

*i*) Das Vordringen der holarktischen Fauna verdrängt hierauf die africanische, aber Pohlig's Nachweis von der Identität des Elephas namadicus und des El. antiquus zeigt, wie lange das Uebergreifen einzelner der grösseren africanischen Land-Thiere nach Europa und Indien angedauert hat. Ein Vergleich von Pilgrim's Darstellung der Fauna der Alluvien des Godavari, dann der Höhlen von Karnul (am Kistna, wo noch Manis gefunden wird) mit Boule's Schichtfolge in den Grimaldi-Grotten (Monaco) lehrt, dass der Mensch in Europa wie in Indien ein Zeuge dieser Ausbreitung gewesen ist.[42] In Europa reicht sie bis in die interglaciale Phase des Chelléen. Heute noch leben manche africanische Reste im südlichen Europa; in Indien gelangen ähnliche Reste als das Arische Element in die Fauna der cisgangetischen Region.

*k*) Nun ist die Eiszeit erreicht. Das Eis ist am weitesten im Thale des Dnjepr, nämlich bei 48° 50′ vorgetreten. Die Wolga bietet eine gewaltige Abzuglinie des Schmelzwassers gegen den Kaspi. Jetzt beginnt die Möglichkeit, aus den heutigen hydrographischen Verhältnissen Belehrung zu ziehen. Die öfters genannten, zahlreichen Schriften Andrussow's und zwei andere vorzügliche Schriften, nämlich jene von Sokolow über den Liman des Mjus bei Taganrog und Berg's Monographie des Aral sind dabei unsere Führer.[43]

Die Wasserfläche des Pontus befindet sich heute nahe in Null, Kaspi in — 25·4 M. und Aral in + 50 M.

Die kaspische Cardienfauna (Didacna trigonoides, Adacna

plicata u. And.) ist strenge zu trennen von den verwandten levantinischen und pontischen Cardien. Sie ist in allen drei See'n in fossilem Zustande, jedoch nur im Kaspi lebend bekannt.

Ihre Ablagerungen befinden sich im Aral und im Kaspi in gleicher Höhe, und zwar 4 M. über dem heutigen Aral, und beinahe 80 M. über dem Kaspi. Zur Zeit dieses hohen Standes waren beide See'n an der Ost- und Südseite des trennenden Plateau Ust-Urt über den Usboi und Sary-Kamysch verbunden. Der Kaspi besass über das Thal des Manytsch irgend eine Verbindung mit dem Pontus. Dieser befand sich jedoch nur wenige Meter über seiner heutigen Höhe. Klimatische Einflüsse veranlassten nun ein allgemeines Sinken der Wasserstände. Die See'n trennen sich. Manytsch wird trocken; der Pontus fährt fort zu sinken, wohl bis 30 oder 40 M. unter sein heutiges Niveau. Seine Zuflüsse verlängern ihre Mündungen. Die Dardanellen öffnen sich; das salzige mediterrane Wasser tritt ein, erhebt den Wasserspiegel auf Null, überfluthet die Flussmündungen (Limane, deren heutiger Zustand als ein Beweis continentaler Senkung gegolten hatte) und tödtet im Pontus die kaspische Cardien-Fauna.

Der Kaspi fährt auch fort zu sinken, aber die blossgelegte neue Wasserscheide gegen den Aral wird zu einem unvollkommen umgrenzten Abflussgebiete des Amu-darja, der nicht Gelegenheit hatte, sich ein normales Bett auszutiefen, und sich jetzt in zwei Hauptarmen in den Kaspi ergiesst. Der völlig isolirte Aral beginnt zu versalzen. Nach und nach wendet aber der Amu dem Aral immer grössere Wassermengen zu und in neuester Zeit, den alten russischen Karten zufolge wohl erst seit dem XVI. Jahrhunderte, ergiesst er sich ganz in den Aral. Der Kaspi dürfte seither noch mehr gefallen sein; der Aral füllt sich, wird fast süss und scheint noch heute im Ansteigen begriffen.

Die Ablagerungen mit kaspischen Cardien sind am Asowschen Meere und bis zum Dnjestr von Eleph. antiquus und Rhinoceros Mercki begleitet, derselben Fauna, welche soeben als in die interglaciale Phase des Chelléen gehörig erwähnt worden ist. In den Grotten von Grimaldi ist sie begleitet von Hippopotamus, aber neben diesen africanischen Grossthieren erscheinen dort auch Equus caballus, Cerv. capreolus und andere holarktische Arten, ebenso der Mensch. Im Pontus wurde diese brackische Cardien-Fauna durch das einströmende Salzwasser des Mittelmeeres, im

Aral entweder durch zunehmenden Salzgehalt, oder später durch das Süsswasser des Amu getödtet. Im Kaspi lebt sie vereinsamt fort. Die kaspische Phoca mag ihr ein Begleiter sein; es gibt nahe verwandte sarmatische und pontische Seehunde, und es ist nicht nöthig, nordische Abkunft vorauszusetzen. Die damalige fluviatile Fauna lebt aber in den Flüssen, zum Theile auch in den See'n fort. Aral wurde vielleicht erst neuerdings aus den Flüssen mit Fischen besetzt. Der Karpfe ist sogar bei höheren Wasserständen durch den Syr-darja in den Tschu und den Issyk-Kul gedrungen. Kaspische Mysiden scheinen durch die Wolga bis Jaroslaw, 12 Breitegrade von der heutigen Mündung, gelangt zu sein. Man begreift leicht, dass so viele Fische der Donau und den asiatischen Flüssen gemein sind, und dass nach derartigen Veränderungen die Thierwelt des Aral arm ist. Immerhin beginnen dort einige neue endemische Varietäten und Arten sich zu zeigen. Völlig fremd und wahrscheinlich noch viel älter sind die beiden Arten von Scaphirhynchus, einem Stör im Amu-darja, diesem seit langer Zeit jeder neuen Einwanderung unzugänglichen Strome. Ihre nächsten Verwandten leben in Nordamerica. Die Geschichte der Flussfauna ist eine selbständige.

*l*) Sokolow gibt an, dass der Löss mit Eleph. primigenius wenigstens zum Theile älter sei als die Ueberfluthung der Limane, folglich als die Oeffnung der Dardanellen. Die Trockenheit, welche den Löss am Schlusse der Eiszeit entstehen liess, wird mit dem Rückgange der Wasserstände in Verbindung gebracht. Jedenfalls scheint sie noch nicht beendet zu sein. Wie am Kaspi verräth sie sich am Todten Meere, am Rudolf-See, rings um den Salzsee von Utah, am Titicaca, mit einem Worte an den entferntesten abflusslosen See'n. Die neuen französischen Forschungen in der Sahara lassen vermuthen, dass noch in historischer Zeit die Austrocknung der Wadi's nicht so weit vorgeschritten war wie heute. Allerdings tritt hier die erstickende Wirkung des Sandes hinzu. Aus alten Alluvien des Baringo werden Steinwerkzeuge angeführt und in der Kalahari-Wüste ist dem heutigen Zustande eine Pluvialzeit vorangegangen.[44] Die Einwirkung der Trockenheit auf die Vegetation und durch sie auf die Tierwelt muss gross sein. In der That sind die Edentaten Süd-America's kleiner geworden, ebenso die Lemuriden in Madagascar und die Eplacentalen in Australien. Wallace findet, dass wir in einer verarmten Welt leben.

Das Erscheinen placentaler Säugthiere. Vielerlei Meinungen sind a priori über die Umstände geäussert worden, welche eine verticale Bewegung der Strandlinie begleiten. Hervorragende Gelehrte haben sogar die befremdende Meinung vertreten, dass Sedimente nur „während Senkungen", d. i. in positiven Zeiten gebildet werden. Die Umstände sind jedoch von Fall zu Fall so verschieden, dass nur Beobachtung und Vergleichung zum Ziele führen können. Diese letztere ist dadurch erschwert, dass sie sehr grosse Flächen umfassen muss, um nur die erste Frage zu beantworten, ob man eine allgemeine eustatische, oder eine durch Gravitations-Erscheinungen herbeigeführte, oder eine örtliche tektonische Veränderung des Strandes vor sich hat.

Es fehlt nicht an Strandprofilen, welche die marine Schichtfolge anzeigen und einige Schlüsse auf Seethiere gestatten; ein eingehendes Beispiel aus der rhätischen Zeit wurde hier bereits gegeben; es zeigte positive Bewegung mit terrestren Zwischenmitteln (II, 331). Profile, die zugleich das Auftreten einer Fauna von Landsäugthieren darstellen, sind selten und viele von diesen zeigen nur irgend ein unwesentliches und überhaupt nicht mit einer Veränderung der Strandlinie in Verbindung stehendes Ereigniss an, welches die Einschaltung veranlasste.

Die negativen Bewegungen zwischen Jura und Kreide haben bereits innerhalb des Jura begonnen. Der Jura der nördlichen Schweiz zeigt deutlich die beginnende Verarmung der Meeres-Fauna; der Wechsel von Waldbeständen, Süsswasser- und Meeresablagerungen auf der Insel Purbeck zeigt die Oscillationen. Aehnliches verrathen die Atlantosaurus-Beds der Black Hills in Dakota, ihre Erosion durch fliessendes Wasser und die Einlagerung von Flötzen der Potomac-Flora in die Thäler. Die Lithosphäre sinkt an vielleicht weit entfernten Stellen stückweise ein; der Strand sinkt eustatisch; die Vegetation dringt vor und sucht sich des neuen Bodens zu bemächtigen.

In ähnlicher Weise ist in Nord-America gegen den Schluss der Kreide die brackische Laramie-See entstanden, und im Gebiete des Puerco-Flusses in Neu-Mexico wurde über Laramie und unter der eocänen Wahsatch-Stufe eine Schichtfolge entblösst, welche die ältesten bisher bekannten Reste placentaler Säugthiere enthält. In ähnlicher Weise bemerkt man auch in Europa, dass die obersten Lagen der Kreide, das Danien und

Montien, eine geringere Verbreitung besitzen als das Senon. Die Mergel von Meudon, die Sande von Rilly und Bracheux, der Süsswasser-Kalk von Rilly, die Lignite und der plastische Thon vertreten im Pariser Becken die Oscillationen der Grenze.

Wo das cretacische Meer tiefer war, haben sich die Vorgänge anders gestaltet. In Istrien und Dalmatien schalten sich in das marine unterste Eocän nahe der Kreide-Grenze lacustre Bänke mit tropischen Land- und Süsswasser-Conchylien ein, Stache's Liburnische Stufe.[45]

In der östlichen Sahara war das Meer noch tiefer; dort liegt marines Eocän auf mariner Kreide.

In Neu-Mexico treten im tiefsten Eocän Säugthier-Reste in der Puerco-Stufe und um einige Hundert Fuss höher in einem zweiten Horizont, der Torrejon-Stufe, auf. Cope hat sie zuerst bekannt gemacht; besondere Fortschritte in der Erforschung sind seither Wortman und Matthew zu verdanken.[46] Keine Art ist beiden Stufen gemein, doch ist der Grad der allgemeinen Entwickelung ein ähnlicher. Die meisten Thiere sind klein; auffallend ist das Ueberwiegen von Arboricolen. Die Multituberculata (Allotheria) zählen zu den Monotremen oder den Marsupialen und sind von mesozoischer Abkunft. Die Primaten (Lemuriden), die creodonten Fleischfresser, Nager (?) und Hufthiere sind durch wenig differenzirte Anfangsbildungen vertreten und die Zehen der Hufthiere sind noch getrennt, aber neben ihnen erscheinen in der Familie der Ganodonten Vertreter der Edentaten, welche die anderen Placentalen so sehr in der Specialisirung überholt haben, dass Wortman für sie mesozoische Vorfahren annimmt.

In Cernay unweit Rheims hat Lemoine über dem Kalk von Rilly die Torrejon-Stufe entdeckt. Die Multituberculata sind hier gleichfalls anwesend und sind wie in Neu-Mexico begleitet von Lemuriden, Fleischfressern und Hufthieren in dem gleichen, wenig differenzirten Zustande, dabei aber auch von grossen strausartigen Vögeln.

In Neu-Mexico sind die Lagen, welche diese Faunen enthalten, mächtigen Sedimenten eingeschaltet; namentlich Torrejon ist eine einzige, wenig mächtige Lage. Bei Rheims beschreibt Priem das Vorkommen als einen Wechsel litoraler Schichten, in denen Flussfische, wie Amia und Lepidosteus, mit Siluriden und Labriden vereinigt sind. Demselben Schichtwechsel

gehört auch die reiche Flora von Sézanne an, die wärmeres Klima anzeigt.[47]

Wir lernen erstens, dass die älteste bekannte Placental-Fauna von mesozoischen Resten begleitet ist und, wie die Ganodonten erkennen lassen, nicht die ältesten Placentalen umfasst; zweitens dass es sich um zufällige Einstreuungen bei Hochwässern, vielleicht um das Ausfegen eines Waldes handelt, wofür auch in Frankreich das Auftreten von Lagen mit Schwemmholz und mit Unionen spricht, ferner dass nicht nur die Uebereinstimmung der Land-Faunen, sondern insbesondere in Frankreich die Anwesenheit der in America tertiär und lebend auftretenden Gattungen Amia und Lepidosteus auf continentalen Zusammenhang weisen.

Das Lehrreichste aber ist die Gleichartigkeit der Differenzirung und der ökonomischen Gliederung der Faunen auf diesem alten gemeinsamen Continent. In America wie in Europa folgt die durch Coryphodon bezeichnete, eocäne Land-Fauna. Die Gleichartigkeit verräth sich selbst in diesen flüchtigen Einblicken, welche allein uns in die damaligen Zustände vergönnt sind. In Patagonien werden wir einer teilweisen Bestätigung begegnen.

Es ist sehr möglich, dass eustatische Bewegungen das Leben, sei es durch Förderung terripetaler Wanderungen, sei es im entgegengesetzten Sinne durch Förderung der Rückwanderung beeinflussen, oder auch, wenn sie rasch sind, der ganzen litoralen Zone den Untergang bringen, aber thatsächliche Beobachtung fehlt, und man ist auf biologische Erfahrungen beschränkt.

Asyle. Die angeführten Beispiele, namentlich der Gegensatz zwischen den Vorgängen am ruhenden Strande und jenen im palaeokaspischen Meere, würden allerdings zu einer strengeren Prüfung der Frage einladen, ob active und passive Veränderung zu trennen seien. Wir vermeiden eine solche Untersuchung, getreu der hier verfolgten chorographischen Richtung, und gehen auch nicht auf die Frage ein, wie weit bei der hier sichtbaren Bildung neuer Arten und Gattungen auch natürliche Auswahl, Kreuzung und Vererbung thätig seien.

Betrachtet man dafür recht genau die thatsächliche Oberfläche der Erde, so erkennt man, dass es Landstriche gibt, in denen das Leben einem Theile der physischen Veränderungen, nämlich den Transgressionen und den Gebirgsbildungen, seit langer Zeit nicht ausgesetzt war. Es gibt Gebiete, welche seit

den grossen Störungen des Ober-Carbon nie mehr wesentlich von ähnlichen Bewegungen ergriffen wurden, und welche durch eine sehr lange Zeit, in der Regel von Unter-Gondwána bis heute, nur Reste einander folgender Land-Floren und keine marinen Sedimente darbieten. Vor klimatischen Aenderungen, vor socialen Schwierigkeiten durch fremde Einwanderung, auch vor gänzlichem Versinken unter das Meer war an diesen Stellen das Leben nicht gesichert, aber Flora konnte sich auf Flora entwickeln, die Störungen des Lebens sind etwas beschränkter, und darum nennen wir sie Asyle.

Von hier aus konnte sich nach grosser Beirrung neue Besiedelung über die Lande breiten, und darum wurden sie bereits mit Linné's paradiesischer Insel verglichen (III, *a*, 190).

Wir unterscheiden im Grossen vier Asyle. Sie sind:

1. Laurentia, zugleich den nördlichsten Theil des Atlantischen Oceans umgrenzend.

2. Angara-Land, nämlich das Tafelland von Ost-Sibirien bis zu den arktischen Transgressionen; vielleicht gehören hieher Theile von China.

3. Gondwána-Land (Archamazonia + Archhelenis bei Ihering; Süd-Atlantis + Gondwána-Land bei Arldt),[48] d. i. die indische Halbinsel, Madagascar, Africa vom Südrande der Karoo bis zur Sahara und im Osten bis über den Sinai, ferner grosse Theile von Brasilien und Argentinien.

4. Antarktis mit Australien und Patagonien.

Diese Landstriche haben mit sehr wenig Ausnahmen nicht theilgenommen an faltenden Bewegungen seit dem Schlusse der Carbonzeit; sie sind in der nördlichen Hemisphäre Vorländer oder Rückländer dieser Bewegungen gewesen. Man könnte geneigt sein, gerade in ihnen die Anzeichen einer Permanenz der Continente zu erblicken, wenn nicht drei von ihnen sichtliche Zeichen der Zertrümmerung darbieten würden. Die Gebiete, welche durch den Rückzug der Kreide trocken gelegt wurden, wie Sahara, Kaspi und die Laramie-See, gehören der Peripherie solcher Asyle an und verbinden sie oder ihre Bruchstücke zuweilen zu grösseren Continenten. Alle jüngeren Gebirgsketten liegen ausserhalb dieser Asyle, nicht alle ausserhalb der Gondwána-Flora. Die antarktischen Anden rechnen wir nicht zu Antarktis.

1. Laurentia. In Nord-America wurde die typische Gondwána-Flora noch nicht entdeckt. In dem laurentischen Theile folgt wie in Deutschland über Ober-Carbon die permische Walchien-Flora. Die Newark-Flora des Keupers liegt nicht in Laurentia, sondern auf der gesenkten Ostseite der Appalachien und dasselbe gilt von der Potomac-Flora (Wealden) in Maryland. Ihre Spuren zeigen sich bis Texas, dann wieder in West-Canada und vielleicht sogar im hohen Norden auf Cap Lisburne. Möglicher Weise bezeichnen sie den Rand des laurentischen Asyl's. Manche Überschreitungen dieses Randes erfolgen noch durch das cretacische Meer, aber die Mitte bleibt ein Asyl bis zur Gegenwart. In ununterbrochener Reihe folgen sich nun dort die Faunen des Landes und des süssen Wassers. Ihre Geschichte ist jedoch von jener Europa's durch zwei Umstände verschieden. Erstens fehlen die wiederholten Eintritte des Meeres, welche die europäischen Vorkommnisse so mannigfaltig und so lehrreich machen. Darum konnten in N.-America Lepidosteus, Amia und die gefalteten Unionen aus den tertiären in die heutigen Flüsse aufsteigen, während sie in Europa im Mitteltertiär verschwinden. Zweitens streichen die Hauptlinien der Oberflächengestaltung in meridionaler Richtung, wodurch klimatische Veränderungen sich in einfacher Weise kundgeben und Verschiebungen der Faunen vom und zum Pole deutlicher hervortreten.

Die ältesten tertiären Sedimente, Puerco, Torrejon und Wahsatch (Coryphodon-Fauna) gehören der Peripherie des laurentischen Asyl's an.

Torrejon-Stufe und die Coryphodon-Fauna wiederholen sich in Frankreich und auch die folgenden Faunen zeigen auf beiden Seiten des Ocean's manche verbindende Glieder; gegen das Miocän werden diese seltener.

Diese Uebereinstimmungen weisen auf zusammenhängendes Festland im Norden. Es ist schon darum durchaus unwahrscheinlich, dass die Verbindung für all' diese reichen Faunen einst über die Bering-See gegangen sei, weil Amia und Lepidosteus in europäischem Tertiär auftreten. Die Verbindung über die Bering-See möchte höchstens für glaciale oder postglaciale Einwanderungen asiatischer Typen Geltung erlangen.

Ueber die nordatlantische Verbindung lässt sich folgendes ermitteln:

Weit vom Süden her, bis nahe 42° n. Br., ist ein mariner Saum vorhanden (III, *b*, 79, Fig. 11), welcher lehrt, dass auf dieser Strecke zur tertiären Zeit der Continent sich nicht auf das Gebiet des heutigen Ocean's erstreckt hat. Von 42° gegen Nord sind die Küsten nackt. Auf der Insel Disko folgen sich, mit Ausnahme zweier geringer Einschaltungen des senonen Meeres, terrestre Floren von Unter-Kreide bis Tertiär, fast wie auf einem Asyl. Die Küste bleibt um Cap Farewell nackt. Im Beginne der Miocän-Zeit hat eine Brücke von basaltischen Ergüssen diese Küste mit Island, den Faröern und Schottland verbunden.[49] Sie war von Wald bedeckt, dessen Laub in den Tuffen aufbewahrt ist.

Von hier an ändert sich die Sachlage.

Auf der Halbinsel Tjörnes (N.-Island) tritt unter den pflanzenführenden Schichten eine marine Lage auf, die dem englischen Crag gleichgestellt wird.[50] An der grönländischen Küste liegen in 69° 24′ und nahe 75° miocäne Ablagerungen, die vielleicht Theile einer Umsäumung sind. Sie wiederholen sich in Spitzbergen, eingeschaltet zwischen pflanzenführende Schichten, und unter dieser Serie liegt noch ein jurassischer Wechsel von marinen und pflanzenführenden Lagen. Ein ganz ähnlicher Wechsel tritt auch im Carbon auf, als ein Zeichen wiederholter, seichter Transgressionen.

Zuletzt erfolgt in dem ganzen Gebiete die circumpolare, postglaciale Transgression, welche auch Island überfluthet hat.

Dem Norden fehlen eocäne Meeresablagerungen ganz.

Nördlich von Island war daher wahrscheinlich eine zeitweise, öfters durch Transgressionen unterbrochene Verbindung vorhanden. Seit dem Eocän hat keine Verbindung über den Ocean südlich vom 42.° im Westen und südlich vom 52.° im Osten stattgehabt, doch mögen im Osten grössere Inseln in der Peripherie gelegen haben. Im südlichen England und in Belgien ist das älteste Eocän (Thanet) sowohl durch marine als durch pflanzenführende Lagen vertreten.

Diese Ergebnisse sind nur Einschränkungen und die isländsche Basaltbrücke möchte sogar darauf hinweisen, dass schon vor ihrem Bestande Trennung bestanden hat. Die Gesammtheit von Laurentia ist jedoch sichtlich eine natürliche Einheit, Vorland gegen die Vereint-Staaten-Kette wie gegen die Appalachien, mit flachem, palaeozoischem Saume, nur an den Rändern von

späteren Meeren überfluthet, nie seit cambrischer Zeit gefaltet und vielleicht noch in den westlichen Hebriden caledonisches Vorland. Dazu sieht man im Westen wie im Osten die versinkenden Rias-Küsten der westlichen Altaiden, welche einstens quer über den Ocean zogen, als Reste einer zweiten natürlichen Einheit. Beide sind zerbrochen.

2. Angara-Land (III, *a*, 26). Dieses Asyl ist nicht zertrümmert. Lena und Jenissei bilden auf längere Strecken die Abgrenzung; gegen Süd ist es das Amphitheater von Irkutsk; gegen Nord sinkt das alte Tafelland allmählig unter die nordischen Transgressionen. An allen drei bedeutenden Strömen, welche aus dem Amphitheater dem Jenissei zufliessen, der Angara, der steinigen und der unteren Tunguska, wurde die tungusische oder Unter-Gondwána-Flora getroffen; jurassische und tertiäre Floren sind an vielen Stellen bekannt, aber nirgends eine marine Ablagerung seit den horizontal gebliebenen altpalaeozoischen Sedimenten. Hier dürfen noch grosse Entdeckungen fossiler Landthiere erwartet werden.

3. Gondwána-Land (I, 500; III, b, 536). Von der Ostseite Indien's bis in das westliche Brasilien und zu den argentinischen Cordilleren hat sich dieser weite Continent erstreckt. Nur in seinem westlichsten Theile wurde er von Faltung ergriffen. Bis in die entferntesten Theile im Osten und im Westen haben sich verschiedene Stufen der Gondwána-Flora ausgebreitet und von Indien bis Süd-America trifft man auf ähnlicher Entwickelungsstufe stehende Reptilien. Mit Ausnahme einzelner Uebergriffe der Oberkreide hat seit dem Carbon kein Meer sich über dieses, heute in Bruchstücke aufgelöste Festland gebreitet.

Die Gondwána-Flora hat sich aber auch, vielleicht nur auf Inseln, bis in das Gebiet der Tethys erstreckt. In Kashmir erscheint sie zwischen oberpalaeozoischen Schichten und am Passe Bamián, im Herzen des Hindu-Kush, als die Basis der mesozoischen Serie, ebenso weiterhin da und dort bis Ost-Chorassan. Sogar noch an der Dwina in Nord-Russland wurde sie in Begleitung ähnlicher Reptilien entdeckt, sei es als eine von Angara- oder von Gondwána-Land angehende Besiedelung. Alle die letztgenannten Punkte, Kashmir bis zur Dwina, kommen für die Frage der Asyle nicht in Betracht, da sie späteren Ueberfluthungen ausgesetzt waren.

Von Gondwána-Land wurde bereits hier so oft gesprochen, dass es angezeigt ist, nur eine bestimmte Frage, nämlich die Art der Unterbrechung durch den Atlantischen Ocean, zu prüfen (I, 373).

Die Unterläufe der Loire, der Gironde, des Tajo und des Guadalquivir gleichen so völlig normalen Meeresbuchten, dass trotz der Granitvorkommnisse auf den Berlengas (ausserhalb der Küste von Estremadura) der Anschluss eines grösseren Festlandes auf heute atlantischer Stelle kaum zu vermuthen ist. S. Maria in den Azoren, Madeira und Porto Santo sind von der II. Mediterran-Stufe umsäumt; zu jener Zeit ist hier kein zusammenhängendes Festland gewesen und etwaige europäische Besiedelung dieser Inseln muss älter sein, so weit sie nicht durch Drift veranlasst wurde.[51]

Von 42° n. Br. gegen Süd, sagten wir, ist während der tertiären Zeit der Anschluss eines atlantischen Festlandes ausgeschlossen. Dasselbe gilt wahrscheinlich bis an den Orinoco. Obwohl im Westen des europäischen Mittelmeeres die germanische Facies der Trias herrscht und hiedurch einiger Zweifel über ihre Verbindung mit der Trias Mexico's geweckt werden mag, entspricht doch die mexicanische Alamitos-Stufe vom Rio Grande bis Durango völlig dem europäischen Kimmeridge. Die Gosau-Facies der Ober-Kreide tritt mit ihren Actaeonellen und Hippuriten in unverkennbarer Weise in Jamaica und in N.-Coahuila (hier unter Laramie-Schichten) auf. Für Eocän wäre es schwieriger, Uebereinstimmung zu erweisen. Man darf aber die Lepidocyclinen-Stufe von Florida, Nicaragua und Panama der ersten Mediterran-Stufe gleichstellen (Brito- oder Vicksburg-Stufe). - Um diese Zeit waren sowohl über den See von Nicaragua, als auch über Panama (dort auch noch später) pacifische Verbindungen offen. Es ist daher anzunehmen, dass die Tethys wenigstens durch einen Theil ihres Bestandes über den heutigen Atlantischen Ocean sich erstreckt hat.

Schwieriger ist die Verfolgung der Sachlage im Süden.

Nach einer strengen Durchmusterung einzelner Vorkommnisse der africanischen Flora findet Engler, dass diese am besten Erklärung finden würden, wenn der Bestand grösserer Inseln oder einer continentalen Verbindung zwischen dem nördlichen Brasilien südöstlich vom Mündungsgebiete des Amazonas

und der Bai von Biafra erwiesen werden könnte.[52] Verfolgen wir dieses Ergebniss. Man kann dabei im Grossen die Mündung des Orinoco als die nördliche und jene des La Plata oder Cap Corrientes als die südliche Grenze des südamericanischen Theiles von Gondwána-Land ansehen.

Die Küsten von Guiana sind wenig bekannt und bestehen wahrscheinlich nur aus den alten Felsarten des Innern. Dann folgen die breiten Alluvien des Amazonas. Von Para (1° s. Br.) bis Cabo Frio, d. i. durch 22 Breitegrade, begleiten Schollen der obercretacischen Transgression das Ufer. Sie greifen auch stellenweise tiefer in's Land und sind wohl nicht als ein Saum, sondern als Reste einer Decke anzusehen. Auf den Abrolhos (18°) erwähnt Derby eine ähnliche Scholle von Sedimenten, in Begleitung basischer Gesteine, die auch auf dem Festlande vorkommen.[53] Solche Verhältnisse dürften bis zum La Plata herrschen.

Diese Angaben entsprechen dem Rande der alten archaischen Tafel, einem Stücke des grossen Asyls. Sie entsprechen auch ganz dem Rande, an welchen Ihering sein versenktes Festland Archhelenis vom Amazonas bis zum La Plata anschliesst. Ein tertiärer Saum fehlt; von S. Paolo gegen Süd erwähnt Ihering eine posttertiäre Litoral-Zone.[54]

Wir wenden uns zur Ostseite des Ocean's. Bis Wadi Draa ist kein continentaler Anschluss zu erwarten. Die Strecke bis C. Bojador ist wenig bekannt. In Rio de Oro treten alte Felsarten und palaeozoische Schichten an's Meer. Von 23° an wurde eine Bank mit Ostrea und Tellina erwähnt und weiter gegen Süd öffnet sich nach einer letzten gütigen Mittheilung des Herrn Chudeau eine weite, tief in's Land und gegen Süd bis über die Mündung des Senegal greifende Bucht. Hr. Chudeau frägt, ob diese Bucht den Marginellen-Schichten von Timbuctu entspreche. Es darf angenommen werden, dass die Küste von 23° bis mindestens 15° dem mitteltertiären Binnenmeere angehört, das von hier sich weit gegen die Mitte Africa's erstreckt hat (III, *b*, 100).

Am Cap Verd ragt vulcanisches Gestein aus jungem Schwemmland auf; die gleichnamigen Inseln mögen die Fortsetzung davon sein. Auf einer derselben wurden alte Felsarten erwähnt, und diese treten nun am Festlande in grosser Ausdehnung hervor. Erst hier beginnt die Möglichkeit eines Anschlusses.

Die folgende Küste gehört bis Kamerun jenem Stück alten

Gebirges an, das wahrscheinlich zur obercretacischen Zeit, vielleicht auch später, von Africa abgetrennt war. In Kamerun wurde ausser Kreide auch Eocän getroffen.[55] Die Vulcan-Linie bis Annobom zeigt die Fortsetzung der continentalen Structur unter den Ocean. Von hier (4° n. Br.) fehlen leider Nachrichten bis nahe Landana (5° s. Br.) und dann folgt bis 16° s. Br. ein allerdings erst an wenig Punkten festgestellter Saum von Ober-Kreide und Tertiär (zumeist mit Lepidocylinen).[56] In Deutsch-SW.-Africa scheinen die Küsten nackt zu sein.

Diese lückenhaften Angaben zeigen immerhin, dass ein etwaiger continentaler Anschluss zwischen 15° und 4° n. Br. zu suchen wäre, d. i. in der Bucht von Biafra und nördlich von dieser, doch ist der Bestand auch bis 5° s. Br. nicht ausgeschlossen. Südlich von 16° bleibt die Sachlage ganz unsicher. Diese Umstände sagen, dass die beiden heute am weitesten gegen den Ocean vortretenden Theile S.-America's und Africa's auch jene sind, für welche ein Anschluss zunächst vermuthet werden dürfte.

Die Uebereinstimmung mit Engler's Ergebniss ist auffallend. Auch Scharff setzt das verbindende Land südlich von den atlantischen Inselgruppen.[57] Auffallend weit gegen Süd zieht Ihering die Nordgrenze seiner versenkten Archhelenis. Kobelt, auf Landschnecken sich berufend, findet auf den Azoren viele africanische Merkmale, während im Allgemeinen auf den Inseln das europäische Miocän vertreten ist, und deshalb die Verbindung weiter im Norden gesucht wird.[58] Vielleicht wird einmal die Thatsache Bedeutung erlangen, dass die Umrandung, die bei einzelnen dieser Inseln auftritt, erst der zweiten Mediterran-Stufe angehört.

4. Antarktis. Dass Australien und Patagonien einst durch Festland verbunden waren, ist von Biologen seit lange und oft behauptet worden. Hedley hat auch nach einer strengeren Prüfung den Bestand eines Landstriches angenommen, der mit mildem Klima quer über den Süden vom Feuerlande bis Tasmanien reichte. Osborn hat sogar auf Grund der 1000 Faden-Isobathe eine Restauration versucht.[59] Diese Voraussetzungen haben durch palaeontologische Entdeckungen Kräftigung erhalten, aber die weitgehende Zerstückelung und die geringe Kenntniss von den entscheidenden polaren Gegenden erschweren das Urtheil des Geologen.

*a)* Australien (II, 188; III, *b*, 331). In seinem östlichen Theile trägt das Festland die für Asyle bezeichnende Folge von Floren seit Unter-Gondwána; auch die glacialen Vorkommnisse, welche den Beginn dieser Folge in Ost-Indien und Süd-Africa begleiten, sind hier vorhanden; gegen West treten jedoch marine Transgressionen ein. Die Granite der australischen Cordillere treten über die Torres-Strasse in das südliche Neu-Guinea; australische Unionen leben auf N.-Guinea im Fly. Der Ostrand ist eine Summe streichender Brüche aus neuerer Zeit und nackt; der gegen Ost gelegene Meerestheil darf als eine junge Senkung angesehen werden. Die Süd-Küste ist von tertiären Sedimenten begleitet und wahrscheinlich ein etwas älterer Bruch.

Van Diemen's-Land ist eine südliche Fortsetzung Australien's. Die neuen geologischen Erfahrungen auf Auckland und benachbarten Inseln zeigen continentale Verhältnisse und eine einstige Verbindung mit dem Süden, vielleicht auch mit dem Südwesten Neu-Seeland's an, welches mit Stewart Eil. eine vom Neu-Seeländischen Gebirge abweichende Beschaffenheit hat.[60] Vielleicht sind auf diesem Wege die tertiären Riesen-Pinguine (Palaeudyptes) bis Otago gelangt.[61] Sie zeigen mit den grossen tertiären Pinguinen von Seymour-Eil. zugleich den einstigen Zusammenhang dieser entfernten Punkte und das Alter des Bestandes dieser ausschliesslich antarktischen Thiere an.[62] Die gehörnte Land- oder Sumpf-Schildkröte Miolania findet sich auf der kleinen Insel Lord Howe, zugleich in jungen Sedimenten in Queensland und eine verwandte Art liegt in älteren Sandsteinen Patagonien's.[63]

Die zahlreichen neueren Arbeiten über die heutige Fauna Australien's scheinen zu einer neuen Gliederung noch nicht geführt zu haben; wir halten uns an Hedley's Eintheilung. Hienach sind zu unterscheiden: 1. eine älteste, autochthone Fauna (Eyrean Spencer), hauptsächlich im äussersten Südwesten; 2. die zweite endemische Fauna (Euronotian Tate) mit den bezeichnenden Monotremen, Marsupialen u. s. w., ausgebreitet über das ganze Festland, in einzelnen Vertretern übergreifend bis Neu-Guinea und bis zu den Salomon's-Inseln; 3. als das jüngste Element die von Neu-Guinea her hauptsächlich an der Ostküste von Queensland vordringende Papua-Fauna.[64]

Erinnern wir uns nun, dass nur im Osten die Serie der Land-Floren erhalten ist; bei der Bedeutung der Süsswasser-Fauna gegenüber

den Transgressionen ist zu bemerken, dass in Queensland Ceratodus noch lebt, und auch im südlichen Victoria in mesozoischen Schichten getroffen wird.[65] Antarktische Relicte und die ganz fremde, höher differenzirte Papua-Fauna treffen zusammen.

*b)* Patagonien. Die Entdeckungen der Brüder Ameghino, ferner die Schriften von Hatcher, Ortman, Gaudry, Sinclair und anderen Forschern haben aus Patagonien eine Reihe von Faunen kennen gelehrt, welche den Säugthieren der nördlichen Hemisphäre fremd gegenüberstehen. Vielleicht ist kein einziges Genus beiden Gebieten gemein, aber dennoch gibt es einen gewissen Parallelismus der Entwickelung. Leider herrscht nicht volle Uebereinstimmung in den stratigraphischen Angaben. Die neuesten Beobachtungen Roth's bestätigen die oft bestrittene Angabe, dass Dinosaurier noch mit der ältesten Säugthier-Fauna (Notostylops-Fauna) vorkommen, im Gegensatze zu den Erfahrungen in Nord-America und Europa.[66] Die Carnivoren sind hier durchwegs Creodonten, die Edentaten sind bereits durch eine grosse Form, Palaeopeltis, vertreten. In Puerco erschienen uns bereits die Ganodonten als ein Anzeichen, dass in tieferen Horizonten Vorläufer aus der Gruppe der Edentaten zu erwarten seien.

Auf Einzelheiten dieser merkwürdigen Fauna kann nicht eingegangen werden. Sowohl an der Jura-Kreide als an der Kreide-Tertiär-Grenze waren die negativen Bewegungen in Nord-America und Europa oscillatorisch, und in Patagonien dürfte nach Roth's Angaben eine tiefere Phase solcher Oscillationen kennbar sein.

Die nächste, die Pyrotherium-Fauna, enthält zahlreiche, zum Theile auch grosse Thiere und die einzelnen Gruppen entwickeln sich weiter in der dritten, der Santa-Cruz-Fauna, die in das Ober-Oligocän oder das Miocän gereiht wird, aber auch hier sind die Raubthiere alle noch klein und creodont, und es kommt z. B. nicht zur Bildung von Proboscidiern oder Spalthufern, während die Edentaten schon ihre gewaltigen Klauen besitzen. Noch höher folgt die weit jüngere Pampas-Fauna mit Megatherium, Glyptodon u. And., den riesigen Nachfolgern der älteren Edentaten.

Die Wohnstätte der drei älteren patagonischen Faunen hat durchaus nicht die Merkmale eines alten Asyl's. Cretacische Transgressionen sind bekannt und die alten Floren fehlen. Es ist wie in Neu-Mexico wahrscheinlich nur die Umsäumung eines Fest-

landes. Gaudry hat mit Recht aufmerksam gemacht, dass diese mannigfaltige Thierwelt einen viel grösseren Wohnraum voraussetzt, als das heutige Patagonien.[67] Nun bieten aber wirklich die vorliegenden Falkland-Inseln das bezeichnendste Merkmal eines Asyl's. Hier liegt in der That die Flora von Unter-Gondwána auf altem Gestein und man wird zu der Vermuthung geführt, dass die Heimath von Notostylops, Pyrotherium und all' dieser fremdartigen Thiere sich weit über das heutige Patagonien gegen den Ocean hinaus erstreckt hat.

Noch die Fauna von Santa-Cruz ist ohne Zweifel viel älter als die eurynotische Fauna Australien's, deren riesige Vorgänger kaum bis in die Tertiärzeit zurückreichen. Wohl aber mehren sich in Santa-Cruz bereits die Beziehungen zu Australien. Sinclair hat unter den Marsupialen dieser patagonischen Fauna die Vorfahren oder Verwandten der australischen Gruppen der Thylacinidae und der Diprodonten nachgewiesen; daneben erscheinen auch solche der heute südamericanischen Didelphen.[68]

Hedley hat versucht, auf einem Kärtchen die Grenze zwischen den continentalen (durch Verbindung) und den durch Drift besiedelten australischen Inseln zu ziehen. Die Grenze fällt mit jener der beiden inneren australischen Bogen zusammen, umfasst aber auch Viti. Dabei strömt die Papua-Fauna von Neu-Guinea aus gegen Süd nach Australien und gegen Südost bis zu den Hebriden. Ein zweiter Strom, dessen Ursprung für antarktisch gehalten wird, geht von Neu-Seeland über Norfolk nach Neu-Caledonien. Was hier über Palaeudyptes und Pinguine gesagt wurde, wäre hiefür eine Bestätigung. Es mag sehr wohl eine weitere, wie bereits gesagt wurde, vielleicht über Auckland gekommene Spur antarktischen Lebens vorhanden sein. Hedley hält diese Spur für älter als die eurynotische Fauna Australien's und so gelangt man zu dem Schlusse, dass gerade diese eurynotische Fauna mit ihrem Reichthume an Eplacentalen, welche wir von jeher als die älteste unter den lebenden anzusehen gewohnt sind, sich im Vergleiche zu Patagonien und zu Neu-Seeland als das jüngste fossile Glied der antarktischen Entwickelungsreihe darstellt. Es darf vermuthet werden, dass seine Eigenthümlichkeiten durch Abtrennung bewahrt worden sind.

Dieser erste Blick auf pacifische Bogen zeigt, dass hier die Verfolgung von langen Linien zur Aufgabe wird, im Gegensatze

zum atlantischen Gebiete. Ein Ausnahme macht höchstens der Osten des Pacifischen Ocean's, wo die Inseln nach atlantischem Typus gruppenweise geordnet sind, und die Galápagos sind vielleicht ein Panzerhorst wie Island und Kerguelen, entsprechend Baur's Ansicht, dass ihre Fauna eine continentale ist.[69]

Die pacifischen Bogenlinien, namentlich die Inselkränze und auch die nördlichen Antillen, sind ein heute nicht entwirrbares Bild von Verbindungen und Trennungen. Hr. Steindachner sagt mir, dass Cobitis taenia, bekanntlich einer der häufigsten europäischen Flussfische, nicht nur auf Japan, sondern auch auf Formosa lebt. Das Auftreten von Mastodonten auf Borneo, Banca, Sumatra und Java ist ein weiteres Beispiel und der Versuch der Brüder Sarasin, die Besiedelungsfolge von Celebes zu ermitteln, zeigt die Schwierigkeiten.[70] —

Die grossen Asyle für Land-Thiere wirken auch als solche für die Land-Floren und für die Bewohner der Flüsse, für jede Gruppe jedoch in anderer Weise. Für das Meer fehlt dermalen jeder Anhaltspunkt für ähnliche Betrachtungen. Auch für das Land mögen noch weitere Gebiete zu den hier angeführten vielleicht hinzuzutreten haben, z. B. Borneo, und Hochgebirge haben in gewissen Zeiten gewiss ausserhalb dieser Asyle auch als Zufluchtsstätten gedient. Ob auf die Asyle auch der alte Begriff der „Schöpfungscentra" anzuwenden wäre, ist darum kaum zu beantworten, weil, wie die vorangehenden Beispiele deutlich zeigen, Arten und Gattungen unter den verschiedensten Umständen und an den verschiedensten Orten entstehen und dann gemeinsam wandern oder untergehen können. Was man bemerkt, ist eine höchst gleichmässige Verbreitung einer Ober-Carbon-Perm-Flora und -Fauna über die meisten dieser Asyle, und selbst dort, wo diese fehlt, wie z. B. in Laurentia, dennoch eine sehr übereinstimmende Phase der organischen Entwickelung in der permischen Land-Fauna. Man sieht noch mehr. Die Selbständigkeit der tertiären Faunen von Antarktis (Australien + Patagonien) ist nicht zu läugnen, ebensowenig aber, dass ihr den Monotremen oder Marsupialen entsprechender Ausgangspunkt oder doch sichtlich ihr ältestes Element von jenem der Faunen der nördlichen Hemisphäre nicht wesentlich verschieden ist, dass selbst die Art der Zerspaltung in Edentaten, Hufthiere u. s. w. eine ähnliche ist, dass beide, die nördlichen und aequatorialen

Faunen und andererseits die südliche Fauna auf ähnlichen Wegen der Entwickelung sich ähnlichen Zielen nähern, die südliche aber, selbst in ihrem jüngsten Gliede, der eurynotischen Fauna, nicht den Entwickelungsgrad der ausgebreiteten nördlichen und aequatorialen Faunen erreicht hat. Das zeigt sich in dem Gegensatze zur Papua-Fauna im Norden und Osten Australien's.

Ohne diese biologischen Fragen weiter zu verfolgen, wenden wir uns wieder der Beschaffenheit der Asyle zu. Sie fallen theilweise, aber nicht ganz mit tektonischen Einheiten zusammen. Obwohl das nördliche europäische Russland horizontale cambrische Sedimente und eine Fauna und Flora von Gondwána enthält, konnte es wegen nachfolgender mariner Transgressionen nicht hieher gerechnet werden. Andere Beispiele sind nicht schwer zu finden.

Die Asyle kennzeichnen sich sowohl durch die Beschaffenheit wie durch die Fauna ihrer Flüsse als alte Länder. Abflusslose See'n fehlen so gut wie ganz, es sei denn in Gräben. Auch Victoria Nyanza dürfte eine örtliche Senkung sein. In Africa ausserhalb der Sahara ist durch Rückschreiten eine solche Annäherung der Quellen und gegenseitige Beeinflussung der Oberläufe eingetreten, dass die fluviatile Fauna eine einheitliche geworden ist. Dieses ist Boulanger's megapotamische Sub-Region, Nil, Niger, Gambia, Senegal, Congo, Zambesi und den Tschad-See umfassend. Im Golf von Bengalen sind, wie wir sahen, Flüsse der Ost- und der Westseite vielleicht Zuflüsse einer heute versenkten Verlängerung des Ganges gewesen. Alle die ältesten Typen der Fische leben auf den Asylen, so Ceratodus in Australien (Antarctis), Polypterus und Protopterus in Africa (O. Gondwána-Land), Lepidosiren in Brasilien (W. Gondwána-Land), endlich Amia und Lepidosteus in N.-America (Laurentia).

Die sarmatischen Reste im Baikal zeigen ein nahe ausserhalb Angara-Land in einem Graben gelegenes Asyl an. Ein ähnliches Asyl im Graben ist Tanganyika. Moore hält diese merkwürdige Relicten-Fauna für den Rest einer jurassischen Meeres-Transgression, Boulanger wollte sich mehr einer eocänen Transgression zuneigen; seit der Entdeckung der Meduse des Tanganyika im Victoria-Nyanza und im Niger-Flusse tritt mehr und mehr die Vermuthung hervor, dass heute noch ähnliche Wanderung aus dem Meere stattfinden kann. Aehnliches wurde

hier von den Mysiden der Wolga gesagt. Wir beschränken uns auf die Bemerkung, dass auf grosse Entfernungen vom Tanganyika bis heute weder eine jurassische noch eine eocäne Meeres-Transgression bekannt ist, dass ferner selbst die in Central-Africa verbreitetste, die obercretacische Transgression im Gebiete der ostafricanischen Gräben nicht bekannt ist. Auch von Osten her ersteigt sie nach Bornhardt's Beobachtungen (Makonde-Schichten) nicht das alte Hochland, in welches der Nyassa eingesenkt ist. Dagegen ist eine Gattung des Tanganyika, Pyrgulifera (Moore's Paramelania), in obercretacischem Süss- oder Brackwasser sowohl in Europa als in N.-America weit verbreitet. Namentlich in Ungarn tritt sie in Menge als Begleiterin von Kohlenflötzen der Gosaubildungen auf.[71]

Die Flussnetze der Asyle münden fast ausschliesslich gegen den Atlantischen oder den Arktischen Ocean. Die atlantische Erdhälfte mit ihrer weit umspannenden Wasserscheide stellt sich als jene des Landes, die pacifische als jene des Meeres dar und bei dem geringeren Alter des Atlantischen Ocean's erscheinen die Senkungen, welche hier die Asyle zertheilen, beinahe als ein Streben nach einem planetarischen Gleichgewichte.

Bei der Uebersicht Asien's (III, *a*, 390) wurde gesagt, dass alle alten Gebiete gut ausgebildete Flussnetze und offenen Abfluss zum Meere besitzen. Dasselbe gilt für alle Asyle. Regionen wie Kaspi oder Gobi gibt es hier nicht. Der Djouf der Sahara liegt auf der cretacischen Decke. Der Unterschied zwischen centralen und peripherischen Gebieten und ihr verschiedener Werth für das Leben sind von Richthofen scharf hervorgehoben worden. Alle Asyle sind im Sinne Richthofen's peripherische Gebiete. Es gibt auch Gebiete ausserhalb der Asyle, welche peripherische Lage besitzen, wie jenes des Laramie-See's und die meisten Mittelmeer-Länder. Daneben haben die polaren Theile der Asyle seit der Tertiärformation durch das Klima ihre Eigenschaft als Zufluchtsstätten verloren. Die anderen Asyle aber sind Regionen des höchsten Besiedelungswerthes.

Wenn gegen die Mitte eines Ocean's eine Senkung eintritt, folgt ihr negative eustatische Bewegung des Strandes und Zunahme des Festlandes. Derartige Senkungen haben aber oft auf das Festland übergegriffen und neben dem Gewinn durch Trockenlegung ist Verlust durch Ueberfluthung eingetreten. Gewinn oder

Verlust für das Leben bemisst sich aber nicht nur nach der Fläche, sondern auch nach der Beschaffenheit. Stellt man sich vor, dass ursprünglich eine Panthalassa den Planeten bedeckte, so war damals Alles Gewinn an Festland. Dann, bei fortschreitender Ausbildung der Meere, hat sich die Sachlage so sehr geändert, dass heute nur mehr 0·28 Theile der Oberfläche des Planeten trocken liegen. Jeder weitere Verlust an Asylen (ausser den polaren) ist werthvoller Verlust und die Beschaffenheit der gewonnenen Flächen hat durchaus nicht immer jenen der verlorenen erreicht. In grosser Summe war aber auch der Verlust an Fläche überwiegend; das zeigt die Geringfügigkeit des heutigen Restes, und die terrassirten pacifischen Inseln weisen nicht darauf hin, dass dieser Vorgang beendet sei. Aus den umfassenden biologischen Arbeiten des „Challenger" konnte Murray die Vermuthung schöpfen, dass „in palaeozoischer Zeit die Oceane nicht so tief wie heute und von vielen Inseln durchsetzt gewesen seien; die Continente seien später mehr zusammenhängend und höher, die Oceane mehr umgrenzt und tiefer geworden."[72]

Diesem Ergebnisse kann sich der Geologe in allen wesentlichen Punkten anschliessen. Die Oceane sind mehr umgrenzt und tiefer, zugleich die Continente höher geworden in Folge von Senkungen. Die Continente haben Zusammenhang gewonnen durch dieselbe Ursache, wie Sahara und Kaspi zeigen, aber das sind die radialen Wirkungen der Contraction; dazu treten die Gebirgsketten als die tangentiale Wirkung, und diese sind namentlich bei Einverleibung der Tethys zur Geltung gelangt. Hervorragende Kenner des Mondes haben versucht, bestimmte lunare Durchmesser als Phasen der Contraction zu unterscheiden. Auf der Erde liessen sich solche Phasen nicht erkennen (III, *b*, 691), aber es bleibt immerhin trotz der Gefahren der Durchschnittsziffern eine sonderbare Thatsache, dass die mittleren Tiefen des Atlantischen (— 3858 M.), des Indischen (— 3929 M.) und des Pacifischen Ocean's (— 4097 M.) so nahe an einer gemeinschaftlichen Ziffer von etwa — 4000 M. liegen.

Wenn auch nur eine entfernt annähernde Tendenz zur Herstellung eines neuen gleichartigen Halbmessers in der Contraction des Planeten gelegen wäre, wenn die atlantischen Senkungen, die unsere werthvollsten Asyle durchschneiden, in der That aus

einem Streben nach planetarischem Gleichgewicht hervorgegangen wären, dann wäre eine fortschreitende Minderung der Wohnsitze der Land- und Süsswasser-Thiere zu befürchten. Nicht das Leben, wohl aber ein sehr bedeutender, zugleich der höchst organisirte Theil wäre dem schliesslichen Untergange geweiht und würde der Panthalassa wiedergegeben.

Im Angesichte dieser offenen Fragen erfreuen wir uns des Sonnenscheines, des gestirnten Firmamentes und aller Mannigfaltigkeit des Antlitzes unserer Erde, welche durch eben diese Vorgänge erzeugt worden ist, zugleich erkennend, bis zu welchem Grade das Leben von der Eigenart und den Schicksalen des Planeten beherrscht ist.

# Anmerkungen zu Abschnitt XXVII: Das Leben.

1 C. Rokitansky, Die Solidarität alles Thierlebens; Vortr. in der feierl. Sitzung Akad. Wien, 31. Mai 1869; Almanach Akad. Wien, 1869, XIX, S. 185—220.

2 H. F. Osborn, The law of Adaptive Radiation; Americ. Naturalist, 1902, XXXVI, p. 353—363.

3 R. Lydekker, Geograph. History of Mammals; $8^0$, Cambridge, 1896; A. Ch. Depéret, Transformat. du Monde animal; $8^0$, Paris, 1907, u. insb. dess. Mittheilungen in den Comptes rend. v. 5. Juni 1905 (Évolut. d. Mammif. tert., méthodes et principes), 6. Nov. 1905 (Importance des migrations), ferner v. 12. März u. 24. Dec. 1906.

4 G. Baur, Origin of the Galápagos; Am. Naturalist, 1891, XXV, p. 217—229 u. 307—326; ders. New Observ. on the Origin of the Galáp. with Remarks on the Age of the Pacif. Ocean; ebendas. 1897, XXXI, p. 661—680 u. folg.; Ch. Hedley, Zoogeograph. Scheme for the Mid-Pacific; Proc. Linn. Soc. N. S. Wales, 1899, p. 391—417, insb. p. 393.

5 J. D. Hooker, On the Flora of Australia, being an introd. Essay to the Flora of Tasmania (Botan. of the Antarct. Exped. III), $4^0$, Lond., 1859; CXXVIII pp.

6 Axel N. Lundström, Krit. Bemerk. üb. die Weiden Now. Semlja's u. ihr. genet. Zusammenhang; Nov. Act. R. Soc. Upsal., 1877, (Jubiläum's-Band); S. 25: „es ist viel wahrscheinlicher, .. dass dort, wie v. Baer sagt — obgleich in etwas anderem Sinne, die Schöpfung noch fortgeht".

7 Darum wurde hier unterlassen, die Hochgebirgsfloren des Kilimandjaro, von Kamerun u. A. (auch Kinibalu auf Borneo) als Erweise von ferner Wanderung anzuführen.

8 H. G. Bronn, Stufengang d. organ. Lebens von d. Insel-Felsen des Oceans bis auf die Festländer; $8^0$, Stuttg., 1860. Festrede; 31 SS.; M. Neumayr, Ueb. d. alterthüml. Charakt. d. Tiefseefauna; Neu. Jahrb. f. Min., 1882, I, S. 123—131; A. Smith-Woodward, Antiquity of Deep-Sea Fish-Fauna; Nat. Science, 1898, XII, p. 257—260.

9 M. Neumayr, Herkunft d. Unioniden; Sitzungsb. Akad. Wien, 1889, XCVIII, S. 1—23; G. Steinmann, Geol. Grundlag. d. Abstammungslehre; $8^0$, Leipz., 1908, S. 99 u. folg.; für N.-America insb. C. A. White, Review of the nonmarine foss. Moll. of N.-Am.; U. S. Geol. Surv. Ann. Rep. (1881—82) 1883, III, p. 403—550. Nach einer älteren Angabe bei Lycett (Monogr. Brit. foss. Trigon. Acts Palaeont. Soc. 1872—79, p. 233) möchte es scheinen, als ob unter grösserer Entwickelung der epidermalen Decke in Brackwasser die Ornamente der lebenden Trig. uniophora zurücktreten. Zugleich mag verwiesen sein z. B. auf Unio Letsoni aus Laramie von Montana (Whitfield, Ann. Mus., N.-York, 1907, XXVII, p. 627) und auf die sehr stark gefalteten Unioniden aus Baludshistán (Blanford, Mem. g. Surv. Ind., 1883, XX, p. 236 ff.), ferner für die in Slavonien solche Unioniden begleitenden Paludinen und ihre Variabilität auf das über ihr Auftreten in Yünnan und dem nördlichen Kuang-Si von Monsuy Gesagte (Ann. d. Mines, 1907, 10. sér., XI, p. 473 ff.).

10 L. Dollo, L'Audition chez les Ichthyosauriens; Bull. soc. Belge de Géol., 1907, XXI; Proc. verb., p. 157—163; auch ders. ebendas., 1904, XVIII, p. 208—213, u. XIX, 1905, p. 125—131.

11 Hoyle, Verh. V. intern. Zool. Congr., Berlin, 1902, S. 774; P. Pelseneer, Yeux branchiaux des Lamellibranches; Bull. Acad. Sc. Bruxelles, 1908, p. 773—778; Enslin sagt, dass Planarien ihre Augen zu vermehren im Stande sind; Jahresh. Württemb. naturw. Ver., 1906, LXII, S. 306—360; Parker findet sensitive Organe über den ganzen Körper von Protopterus; Proc. Roy. Soc., 1891, p. 549.

12 Alle Einzelheiten bei F. K. Studnička, Die Parietal-Organe (Oppel, Lehrb. d. vergl. mikrosk. Anat. V); $8^0$, Jena, 1905; 254 SS. Es ist bisher kein Fossil mit paarigen

Öffnungen bekannt geworden, vielleicht ist jedoch die bei Credner abgebildete Beschuppung von Anthracosaurus davon ein Anzeichen; Zeitschr. d. Geol. Ges., 1866, XXXVIII, S. 592—596.

13 Cope, Am. Naturalist; 1880, XIV, p. 304, Skull of Empedocles; auch Proceed. Am. Phil. Soc. Philadelph., 1882, XIX, p. 45.

14 E. T. Newton, New Reptiles from the Elgin Sandst.; Phil. Trans. (1893) 1894, vol. 184, B, p. 431—593, insb. p. 438. Noch immer ist nicht volle Einmüthigkeit über das Alter dieser Schichten erreicht. Noetling u. Hayden sagen, dass in Kashmir die Lagen mit Gangamopteris, Archegosaurus u. A. von marinem Ober-Carbon überlagert sind. Hayden (Rec. geol. Surv., Ind., 1907, XXXVI, p. 23—29) u. Amalitzky berichtet, dass in N.-Russland unter marinem Zechstein die Lagen mit Gangamopteris, Glossopteris, Dicynodon u. s. w., unter diesen Unter-Perm mit Callipt. conferta, u. unter diesem marines Unter-Perm mit Prod. Cancrini liegen (dess. Excurs. géol.; Exposé à la Soc. imp. natural. S. Petersb., 1899; 25 pp., auch Comptes rend. Acad. Paris, 4. Mars 1901 u. an and. Ort.). Bei Elgin werden mindestens zwei verschiedene Horizonte der africanischen Karoo von Newton unterschieden. Wir haben hier die begleitende Eiszeit noch in das Carbon gereiht; das ist auch Tschernischef's Meinung. Koken stellt sie in das Perm (Ind. Perm u. die perm. Eiszeit; Neu. Jahrb. f. Min., Festband, 1907, S. 446—546, Karte); Arber (Catal. Glossopteris-Flora, Brit. Mus., 1905) vereinigt die Glossopteris-Flora mit jener des Ober-Carbon; Seward (Quart. Journ., 1908, LXIV, p. 111) hebt hervor, dass bei Tete am Zambesi die typische Flora des europäischen Ober-Carbon selbständig von der Glossopteris-Flora auftritt.

15 H. G. Seeley, Research. on Foss. Reptiles, VIII; Phil. Trans. 1894, vol. 185, B, p. 663—717; insb. p. 677.

16 Ders., Delphinognath. conocephalus from Middle Karoo Beds, Cape Col.; Quart. Journ. geol. Soc., 1892, XLVIII, p. 469—475.

17 O. Jaekel, Epiphyse u. Hypophyse; Sitzungsb. Ges. naturf. Freunde, Berlin, 1903, S. 27—58; das Parietal-Loch wird hier Epidyse genannt; Epiphyse ist der später zu erwähnende Pineal-Körper.

18 O. Marburg, Normal. u. pathol. Histolog. d. Zirbeldrüse; Arbeit. aus d. Neurol. Inst. d. Wien. Universität, herausgegeb. v. Obersteiner, 1908, XVII, S. 217—279; Prof. Zuckerkandl hat mich auf diesen Umstand aufmerksam gemacht.

19 S. Exner, Die Physiol. d. facettirten Augen v. Krebsen u. Insecten; $8^0$, 1891; 206 SS.; C. Chun, Leuchtorgan u. Facettenauge; Biol. Centralbl., 1893, XIII, S. 544—571, ferner insb. die Arbeiten der Valdivia-Expedition.

20) A. Pütter, Anpassung d. Säugethieraug. an das Wasserleben; Verhandl. V. internat. Zool. Congr. zu Berlin, 1901, S. 613—620.

21 Depéret, Fauna v. mioc. Wirbelthieren aus d. I. Medit.-Stufe v. Eggenburg; Sitzungsb. Akad. Wien, 1895, CIV, S. 395—416; Le Néog. Continental dans la Basse Vallée du Tage; Paléont. par F. Roman; Stratigr. par A. Torres; Comm. Serv. géol. du Portugal; Lisbonne, 1907; 108 pp., $4^0$.

22 O. Fraas, Fauna von Steinheim; Württemb. Naturw. Jahresh., 1870, XXVI, S. 145—306; insb. S. 297; A. v. Pelzeln, Africa-Indien; Verh. zool. bot. Gesellsch., Wien, 1875, XXV, S. 33—62; ders. Die Malay. Säugethier-Fauna; Festschrift d. zool. bot. Ges., $4^0$, Wien, 1876, S. 50—74, Karte; hiezu Bemerkungen von Blanford in Proc. zool. Soc., Lond., 1879, p. 631—634.

23 Forsyth Major, Proc. zool. Soc., 1893, p. 239.

24 G. E. Pilgrim, Geol. of the Persian Gulf; Mem. Geol. Surv. Ind., 1908, XXXIV, pt. 4, 177 pp., Karten; Diener, Some Foss. from the Sedim. Rocks of Oman (Arab.); Records ebendas. 1908, XXXVI, p. 156—163. Noch während des Druckes der vorstehenden S 598 war diese Arbeit Pilgrim's nicht bekannt und bisher konnte die Schaarung bei Hormuzd nur vermuthet werden; hierüber auch I, 549, u. IIIa, 364, 373.

25 I, 417. Pect. Vatteli wurde von Th. Fuchs aus den Aushebungen des Suez-Kanales zwischen den Bittersee'n u. Suez beschrieben (Denkschr. Akad. Wien, 1877, XXXVIII, S. 407); Blanckenhorn bezeichnet diese Art als ein Leitfossil der oberpliocän-pleistocänen Korallenriffe u. Küstenablagerungen des Golfes von Suez; sie erscheint in älteren (postmiocänen)

Korallenbauten an der SO.-Seite des Sinai (Hume, SE. Sinai, Survey Departm., Egypt, 1906, p. 136) und in pleistocänen Küstenbildungen bei Tanger in O.-Africa (Koert, Monatsber. d. geol. Ges., 1908, LX, S. 326—328).

26 W. T. Blanford, Geol. Notes on the Hills in the Neighbourhood of the Sind and Punjab Frontier betw. Quetta and Dera Ghazi Khan; Mem. Geol. Surv., Ind., 1883, XX, p. 105—240; insb. p. 161 u. folg. u. p. 233 u. folg.; G. E. Pilgrim, New Suidae from the Bugti Hills, Baluch.; Records ebendas. 1907, XXXVI, p. 45—56, u. dess. Persian Gulf, Note zu p. 33.

27 Lydekker, Records Geol. Surv. Ind., 1876, IX, p. 91 u. folg., u. 1887, XX, p. 51—63; Wynne ebendas. 1877, X, p. 119; (auch hier I, 570).

28 W. T. Blanford, Distrib. of Vertebr. Anim. in India, Ceylon and Burma; Phil. Trans. B. vol. 194, p. 335—436, Karte.

29 R. Lydekker, Geogr. Hist. of Mammals; $8^0$, Cambridge, 1896, p. 291.

30 F. Stoliczka, Contrib. to Malay. Ornithology; Journ. As. Soc. Bengal, 1870, XXXIX, p. 277—334; insb. p. 279, 280.

31 Die tertiären Crocodilier von Malta u. Gozo, so wie jenes der I. Medit.-Stufe bei Eggenburg gehören der heute nur in Borneo lebenden Gattung Tomistoma an. R. Lydekker, Notes on the foss. Mamm. Faunae of India and Burma; Rec. Geol. Surv., Ind., 1876, IX, p. 86—106, insb. p. 97; ders. Occurr. of the Crocodil. Genus Tomistoma in the Mioc. of the Maltese Isl.; Quart. Journ. Geol. Soc., 1886, XLII, p. 20—22.

32 Depéret, Bull. soc. géol., 1897, 3. sér., XXV, p. 518—521.

33 C. W. Andrews, Descr. Catal. of the tert. Vertebr. of the Fajûm, Egypt; $4^0$, Lond. (Brit. Mus.) 1906; 324 pp.

34 Blanckenhorn, Zeitschr. d. geol. Ges., 1901, S. 55, 101; Andrews, Geol. Mag., 1899, Dec. IV, vol. VI, p. 481—484, ebendas. 1900, VII, p. 401—403, u. Descr. Catal. p. X u. folg.; F. Stromer nennt Brachyodus auch vom Wadi Faregh; Ber. Senkenb. Natf. Ges., 1904, S. 112.

35 Beadnell, Geol. Mag., 1903; 4. sér., vol. X, p. 53—59; Andrews, ebendas., p. 336; für Schichtfolge überhaupt Barron, ebendas. 1904, 5. ser., I, p. 603—608.

36 Die Ansichten von Wallace u. Lydekker über solche Beziehungen in des Letzteren Geogr. Hist. of Mammals, p. 257; wie sich die west-africanische Fauna, dem grossen Walde folgend, bis an die Wasserscheide fortsetzt, ergibt sich aus Emin Pascha's Bericht in Proc. zool. Soc., 1888, 1. Heft.

37 Umrisse des mäotischen Beckens im Kaspischen Gebiete bei Andrussow, Mioc. d. Kasp. Länder; Bull. com. géol., 1899, XVIII, p. 339—369, am Schlusse, r.; u. insb. dess. Mäotische Stufe; Verh. Min. Ges., S. Petersb., 1905; 2. ser., XLIII, S. 289—449, Karte. Für NW. Ungarn: R. Hoernes, Vorpontische Erosion; Sitzungsb. Akad. Wien, 1900, CIX, S. 811—857.

38 I, Taf. V; ich berufe mich auf ein Kärtchen von Sokolow in dess. Geschichte der Steppen um das Schwarze Meer; Pédologie, 1904, Nr. 3; 44 pp. r.

39 Sabba Stefanescu, Etude sur le Terr. Tert. de Roumanie; $4^0$, Lille, 1897, 178 pp., Karte.

40 G. Michailowski, Das Pliocän einiger Gegend. des W.-Kaukasus; Verh. Min. Ges., S. Petersburg, 1902, 2. ser., XL, p. 129—177, r.

41 A. Wenjukow, Unterplioc. Säugethierfauna in d. Sanden d. S. Bessarab.; ebendas. 1901, 2. ser., XXXIX, S. 31, 32.

42 Pohlig, Act. Nat. Curios., 1892, LVII, S. 276 u. 337; Pilgrim, Occurr. of Eleph. antiquus (Namadicus) in the Godaveri Alluv.; Rec. Geol. Surv., Ind., 1905, XXXII, p. 199—218; Les Grottes de Grimaldi, $4^0$, 1906; M. Boule, Géol. et Paléont., I, p. 75—156.

43 N. Sokolow, Der Mius-Liman und die Entstehungszeit der Limane; Verh. russ. Min. Ges., 1902, XL, S. 35—112, Karten; L. Berg, Der Aral-See; Versuch einer phys. geogr. Monographie (Wiss. Result. der Aral-Exped. IX); Isvest. d. Turkestan. Abth. russ. Geogr. Ges., 1908, V, 580 pp., Karten; r. Die Ziffern der Wasserhöhen sind nach den neueren Messungen angeführt; vgl. I, 438. Aral hat im Sommer 1901 von + 49·8 bis 50·28 M. geschwankt. Die Literatur dieses Gebietes beginnt mit Herodot. Pallas hat mit grossem

Scharfsinne im Beginne des XIX. Jahrhundertes Vieles richtig erkannt. Zahlreiche Publicationen sind gefolgt, darunter im J. 1900 Brückner's Studien über ältere Schwankungen. Die letzte dürfte Ellsw. Huntington, The Pulse of Asia, $8^0$, Lond., 1907, 415 pp. Karten, sein.

44 Gregory, The Great Rift Valley; $8^0$, 1896, p. 324; S. Passarge, Klimat. Verhältn. S.-Africa's seit d. mittl. Mesozoicum; Zeitschr. Ges. Erdkunde, 1904, S. 176—193, Karten.

45 G. Stache in F. Sandberger, Land- u. Süsswasser-Conch. d. Vorzeit; $4^6$, Wiesbad., 1870—75, S. 120—139, u. dess. Die Liburnische Stufe; I, Abh. geol. Reichsanst., 1889, XIII, 170 SS., Karte.

46 E. D. Cope, Synops. of the Vertebr. Fauna of the Puerco Ser.; Trans. Am. Phil. Soc., Philad., 1890, new ser. XVI, p. 298—360; J. L. Wortman, Ganodonta and their Relationship to the Edentata; Bull. Am. Mus. Nat. Hist., N.-York, 1897, IX, p. 59—110; W. D. Matthew, Revis. of the Puerco-Fauna; ebendas. p. 259—323; Torrejon wurde auch in Montana gefunden; E. Douglass, Cret. and low. Tert. Section in S. Centr. Montana; Proc. Am. Phil. Soc., 1902, XLI, p. 207—224.

47 Lemoine, Etude d'ensemble sur les Dents des Mammif. foss. des Env. de Reims; Bull. soc. géol., 1891, 3. sér., XIX, p. 263—294 u. an and. Ort.; F. Priem, Poissons de l'Eoc. inf. des Envir. de Reims; eb. das., 1901, 4. sér., I, p. 477—504; Saporta, Prodr. d'une Flore foss. des Travertins anc. de Sézanne; Mém. ebendas., 2. sér., VIII, p. 289—435, u. insb. dess. Le Monde des Plantes; $8^0$, Paris, 1879, p. 213 u. folg.; M. Leriche, Sur l'Age des „Sables à Unio et Térédines" des Env. d'Epernay et sur la Signific. du Terme Sparnacien; Bull. ebendas., 1904, 4. sér., IV, p. 815—817. Ferner hat Rütimeyer Spuren der Torrejon-Stufe in den Bohnerzen von Egerkingen entdeckt; Calamodon dürfte hier die Edentaten vertreten. (Verh. natf. Ges. Basel, 1890, IX, 34 SS.)

48 H. v. Ihering, Archhelenis u. Archinotis; gesamm. Beitr. z. Gesch. d. neotrop. Region; $8^0$, Leipzig, 1907; Th. Arldt, Entwickl. d. Kontinente und ihrer Lebewelt; $8^0$, Leipzig, 1907.

49 Th. Thoroddsen, Hypotes. om en postglac. Landbro over Island og. Faröerne set fra en geol. Synspunkt; Ymer, 1904, p. 392—399.

50 II, 84; Nathorst, Zeitschr. d. geol. Ges., 1896, XLVIII, S. 983—986; H. Pjeturss, Zeitschr. Ges. Erdk., 1908, S. 455 u. folg.

51 J. C. Berkeley Cotter, Not. de alc. Fosseis terciar. do Archip. da Madeira; Commun. da Commiss. d. Trab. geol. de Portugal, 1888—92, II, p. 232—254, u. dess. Not. de alg. Foss. terc. de Ilha de S. Maria no Archip. d. Açores; ebendas. p. 255—287. Ich habe I, 389, 391, durch die Aehnlichkeit der Turitellen von S. Gallen verführt, die Schweizer Meeres-Molasse, den Typus des Helvetien, dem Horizont von Gauderndorf in der I. Medit.-Stufe gleichgestellt. Er entspricht dem Horizonte von Grund an der Basis der II. Medit.-Stufe. Hienach ist das I, 373, über die Umrandung atlantischer Inseln Gesagte zu berichtigen.

52 A. A. Engler, Florist. Verwandtsch. zwisch. d. trop. Africa und America sowie üb. die Annahme eines versunkenen brasilian.-aethiop. Continentes; Sitzungsb. Akad. Berlin, 1905, S. 180—231, insb. S. 229.

53 Orr. Derby, Sedim. Belt of the Coast of Brazil; Am. Journ. Geol., 1907, XV, p. 218—237. Auch tertiäre Schichten werden erwähnt, doch kennt man keine sicheren Fossilien. S. von Bahia liegen über Kalk mit Neithea brackische Schichten mit Pflanzenresten u. Dinosauriern; das dürfte die bis in die argentinischen Anden kennbare negative Phase am Ende der Kreide sein. Hienach wird es zweifelhaft, ob die Abrolhos zu den vulcanischen Inseln zählen seien.

54 H. v. Ihering, Les Moll. Foss. du Tert. et du Crét. sup. de l'Argentine; An. Mus. Nac. Buenos Ayres, 1907, XIV, 611 pp.; insb. p. 483.

55 III, b, 102; Chautard vermuthet, dass diese Trennung bis in das Eocän gedauert habe, und beruft sich auf das Eocän von Kamerun; dess. Matér. p. l. Géol. et la Min. de l'Afrique occ. franç.; I, Gorea, 1906, $8^0$, 15 pp.

56 P. Choffat, Contrib. à la Conn. géol. des Colonies Portug. de l'Afr.; II, Nouv. Données sur la Zone littor. d'Angola; Commiss. géol. du Portug., $4^0$, 1905, 78 pp. Für altes

Festland von Tristan d'Acunha liegen mir keine Nachweise vor. Die Insel ist vulcanisch; ein loser Block von Gneiss ist ohne Bedeutung; E. H. L. Schwarz, The Rocks of Tr. d'Acunha with their Bearing on the Quest. of the Permanence of Ocean Basins; Trans. S.-Afr. Phil. Soc., 1905, XVI, p. 9—51, u. ders. The former Land connection betw. Africa and S.-America; Journ. of Geol., Chicago, 1906, XIV, p. 81—90.

57 R. F. Scharff, Some Remarks on the Atlantis Problem; Proc. Acad. Dublin, 1903, XXIV, B, p. 268—302, insb. p. 279.

58 W. Kobelt, Verhältn. d. europ. Landmoll.-Fauna zur W.-Ind. und Centralamerikanischen; Nachrichtenblatt d. deutsch. Malakoz. Gesellsch., 1887, S. 145—148.

59 C. Hedley, Consid. on the Surviving Refugees in Austral Lands of Ancient Antarct. Life; Proc. R. Soc. N.-S.-Wales, 1895, p. 197—206; insb. p. 203; Osborn, Correl. betw. Tert. Mammal Horizons of Eur. and Am.; Ann. Acad. Sc., New-York, 1900—01, XIII, p. 1—72, insb. p. 52.

60 Hiezu der Nachtrag zu den Anmerkungen III, b. 373.

61 Hector, Quart. Journ. geol. Soc., 1876, XXXII, p. 53.

62 Wiman, Bull. geol. Inst. Upsala, 1905, VI, p. 247—252.

63 Die vorhandenen Nachrichten sind vereinigt in A. Smith-Woodward, Some Extinct Rept. fr. Patagonia; Proc. zool. Soc., 1901, new ser., I, p. 169—184. (II, 203; Megalania galt ursprünglich für eine Lacerte).

64 Hedley, A zoogeogr. Scheme for the Mid.-Pacific; Proc. Linn. Soc. N.-S.-Wales, 1899, p. 391—417.

65 Smith-Woodward: Tooth of Ceratod. and a Dinosaur. Claw from Low. Jurass., Victoria; Ann. Mag. nat. hist., 1906, ser. 7, XVIII, p. 1—3.

66 Santjago Roth, Beitr. z. Gliederung d. Sedimentablag. in Patag. u. d. Pampasregion; Neu. Jahrb. f. Min., 1908, Beil.-Bd. XXVI, S. 92—150; hiedurch berichtigt sich auch das II, 388 über patagonische Tertiärformation Gesagte.

67 Alb. Gaudry, Etude sur une Portion du Monde Antarctique; Ann. de Paléont., 1906, I, fasc. 3, p. 1—43; insb. p. 8.

68 W. J. Sinclair, Marsup. Fauna of the S. Cruz Beds; Proc. Am. Phil. Soc., 1905, XLIX, p. 73—81. Für den Vergleich mit Europa Depéret, Transformat. p. 318 u. folg.

69 G. Baur, III, b, S. 373, Anm. 80.

70 P. u. F. Sarasin, Geol. Geschichte d. Ins. Celebes auf Grund d. Thierverbreitung (Material. z. Naturg. d. Ins. Celebes; III, $4^0$, Wiesbad. 1901); auch K. Martin, Zweit. Beitr. z. Frage nach d. Entsteh. d. ostind. Archip.; Geogr. Zeitschr.; 1907, XIII, S. 425—438; H. Höfer, Das polynes. alteoz. Festland; Sitzungsb. Akad. Wien, 1908, CXVII, S. 513—518.

71 Eine Uebersicht gibt Ch. Gravier, La Méduse du Tanganyika et du Vict. Nyanza; sa dispersion en Afr.; Bull. Mus. nat. d'hist. nat., Paris, 1907, p. 218—224, Karte. G. A. Boulenger, Distrib. of Afric. Fresh-water-Fishes; (S.-Afr. Meeting Brit. Assoc.) Nature, Aug. 24, 1905, p. 413—421. Tausch, Ueb. einig. Conchyl. d. Tanganyika-See's, Sitzungsb. Akad. Wien, 1885, XC, S. 56—70.

72 J. Murray, Report on the Scientif. Res. of the Voy. of H. M. S. Challenger; Summary, II, 1895; p. 1462.

---

## Verbesserungen.

1. S. 25, Z. 16 v. unt.: Die Bezeichnung „graphitreich" ist auf moldanubische Zonen in der Nähe des moravischen Gebietes zu beziehen; die Dislocation an der oberen March liegt innerhalb der Sudeten.

2. S. 200, Z. 17 v. ob.; Statt „Globigerinen" ist zu lesen „Foraminiferen".

# Bemerkungen zu den Karten.

## Zu Karte I: Gliederung der Erdoberfläche.

III, *b*, 572.

Obwohl die Kenntniss von dem Baue der Erdoberfläche noch recht lückenhaft ist, lassen sich doch einige wesentliche Züge erkennen. Auf der atlantischen Erdhälfte treten zwei durch ihr höheres Alter ausgezeichnete Gebiete, Laurentia und Gondwána-Land (beide *roth*), hervor. Das erste umfasst einen grossen Theil Nord-America's, Grönland und vielleicht die westlichen Hebriden sammt einigen westlichen Vorgebirgen Schottland's. Dem zweiten gehört ein grosses östliches Stück von Süd-America, etwa vom Orinoco bis Cap Corrientes an, ferner fast ganz Africa, Madagascar und Ost-Indien. Beide Gebiete sind ihrer ganzen Ausdehnung nach Vorländer, und daher älter als die an ihnen gestauten Faltengebirge; beiden fehlt alle jüngere Faltung mit Ausnahme ihres westlichen Randes, an dem in Canada und in Argentinien die Faltung der Rocky Mountains und der Anden eine Strecke weit in die Schichtfolge des Vorlandes übergreift. Diese Schichtfolge ist durch ihre Lückenhaftigkeit, namentlich von Carbon bis zur mittleren Kreide bezeichnet. Wo cambrische Schichten vorhanden sind, liegen sie horizontal. Die Falkland-Inseln wurden zu Gondwána-Land gezählt; vielleicht stellt man sie richtiger zu Antarktis. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass man einst im Süden den Bestand eines dritten, ähnlichen Gebietes nachweisen wird.

Alle die genannten Gebiete sind durch atlantische Senkungen zertheilt. Ohne sichtbaren Zusammenhang zeigt sich mitten in Europa die vorcambrische böhmische Masse. Sie ist ein selbständiger Horst. Östlich von den letzten Spuren von Laurentia treten die Caledoniden (*braun*) hervor. Ihre ersten Spuren liegen vielleicht in Nord-Spitzbergen. Sie bilden die westliche Hälfte von Skandinavien, die Orkney- und Shetland-Inseln und den grössten Theil Grossbritannien's. Ihre Richtung ist submeridional; Devon liegt flach und discordant über ihren Falten. Sie trennen den Hebriden-Gneiss von dem baltischen Schild. In Skandinavien sind sie nach Ost, in Schottland gegen West überfaltet.

Die Sahariden (*braun*), welche mitten durch die Sahara nach Dahomey streichen, haben, soweit sie bekannt sind, mit den Caledoniden Lage und Richtung gemein, doch beginnt hier die discordante Transgression bereits mit obersilurischem Graptolithenschiefer. Da einige Zweifel darüber bestehen, ob in Schottland das Ober-Silur noch unter der devonischen Decke an der Faltung theilnimmt, ist es nicht ausgeschlossen, dass die Sahariden sich einst als die Fortsetzung der Caledoniden herausstellen werden. Dann wird es sich empfehlen, in Gondwána-Land eine östliche und eine westliche Hälfte zu unterscheiden.

Der asiatische Bau (*grün*) umschliesst in Ost-Sibirien das Angara-Land, welches viele Kennzeichen mit den alten Vorländern Laurentia und Gondwána-Land theilt. Namentlich liegen auch hier die cambrischen Schichten horizontal und fehlt alle jüngere Faltung. Angara-Land ist aber, obwohl die umgebenden Ketten nicht selten Rückfaltung aufweisen, doch im Ganzen nicht als ein Vorland, sondern als ein Rückland anzusehen. Es ist auch nicht zertrümmert wie die genannten Vorländer. Seine Grenzen sind gegen das Primorski-Gebirge (Westrand des Baikal) und im Süden von Irkutsk scharf gezeichnet, aber gegen Nord sinken seine ostsibirischen Tafelländer unter mesozoische Transgressionen und westlich vom Jenissei gestattet die Ueberdeckung mit jungem Schuttland bis zum Ural kaum einen bestimmteren Nachweis.

Dieser innere Theil des asiatischen Baues ist von einem weiten Kranze bogenförmiger, nach aussen convexer Faltenzüge umgeben. Sie zeigen sich in Ellesmere-Land, bilden die

ostasiatischen Inselkränze (Ochotiden bis Philippinen), die südlichen Randbogen (burmanische Bogen bis Mittelmeer) und haben eine etwas abweichende Vertretung in den Uraliden. Ausserhalb der letzteren liegen die russische Tafel und der baltische Schild; auch hier sind, wie im Innern des Baues, die cambrischen Schichten horizontal.

Die Faltenbogen gehen von Scheiteln aus; ein sehr alter Scheitel umgibt Irkutsk (Baikal-Scheitel), ein anderer bildet die Berge von Minussinsk und ist von vordevonischem Alter; ein dritter bildet den Altai; er ist innerhalb der Carbonzeit entstanden. Viele andere Nebenscheitel vollenden den grossen Bau und ihre Falten lösen sich oft in Virgationen auf, welche sich vornehmlich gegen West oder Südwest öffnen, als stünden sie unter dem Einfluss der Rotation oder körperlicher Gezeiten. Doch gilt diese Angabe nicht für den burmanischen Bogen.

Der Bau ist nicht geschlossen. Die erste Unterbrechung zeigt sich in Alaska, das noch ganz nach dem Muster der ostasiatischen Kränze gebaut ist, während dessen äusserer Faltenzug, das Tschugatsk-Gebirge, in normaler Schaarung mit dem S. Elias-Gebirge steht und sein innerer Zug, das in Rückfaltung stehende (gegen N. gefaltete) Rumantzof-Gebirge, ebenso regelmässig mit den Rocky Mountains schaart. Die in ihrer nördlichen Hälfte gegen Ost gefalteten, dann gegen das Colorado-Plateau gestauten und sich in Kulissen lösenden Rocky Mountains sind als ein freier Ast des asiatischen Baues anzusehen, der im Vergleiche zu Asien in Rückfaltung steht wie Rumantzof.

Die zweite Unterbrechung bildet der weit ausgreifende burmanische Ast. Er kommt vom Altai-Scheitel und gehört dem Zuge der östlichen Altaiden an.

Die dritte Unterbrechung entsteht durch die westlichen Altaiden. Sie treten südlich vom Asow'schen Horste nach Europa, bilden die Mitte und den Süden dieses Welttheiles und erreichen zwischen SW.-Irland und dem Wadi Draa in grosser Breite die atlantische Küste. So wie im burmanischen Bogen der äussere Zug alle anderen an Länge übertrifft und dann in freiem Ende ausläuft, ist es auch hier. Dieser Zug taucht nämlich in den Rias-Küsten von Irland und der Bretagne unter das Meer, wird in jenen von Neufundland wieder sichtbar, bildet die Appalachien und erreicht mit seinen äussersten Ausläufern jenseits des Mississippi sogar noch den Aussenrand der Cordilleren des Westens. Auf diese Art wird der ganze Süden Laurentia's als Vorland von den Ausläufern des asiatischen Baues umfasst.

Vom Asow'schen Horste an hat sich die Faltung gegen Nord gewendet; im selben Sinne wie die Rocky Mts. steht daher dieser ganze Theil der westlichen Altaiden in Beziehung zu Asien in Rückfaltung.

Die Rocky Mts. haben mit dem Schlusse der Kreideformation die Faltung eingestellt; von Alaska ringsum bis in das Mittelmeer reicht die Faltung bis in die tertiäre oder noch spätere Zeit. In Europa treten abweichende Verhältnisse ein. Die Appalachien haben ihre Faltung vor dem Perm vollendet. Im nördlichen Ural dürften auch nur ältere Bewegungen vorhanden sein, aber die sehr jungen Jergeni im Süden sind als Ausläufer der Uraliden anzusehen.

Die langen asiatischen Faltenzüge umfassen ältere Schollen, welche wahrscheinlich in manchen Merkmalen dem Angara-Lande vergleichbar sind, so namentlich in China, in Siam und Cambodge und im südlichen Borneo.

Während von Guam her der Südosten der asiatischen Bogen sich durch bedeutende Vortiefen von den Bogen der Oceaniden trennt, scheint auf der Halbinsel Beru (Neu-Guinea) und einem Zuge der Sunda-Inseln (*gelb*) ein solches älteres Stück an dieser Grenze sichtbar zu werden.

Die Oceaniden (*violett*) sind in manchen ihrer Hauptglieder, wie Neu-Guinea, fast unbekannt, doch weiss man, dass die Hauptzüge wahre Faltengebirge sind. Eine grosse Virgation scheint vom nördlichen Neu-Seeland auszugehen. Die weiten Bogen umspannen Australien, das sich wahrscheinlich an Antarktis anschliesst und dem innerhalb der Bogen eine ähnliche Rolle als Rückland zufallen dürfte, wie Angara-Land innerhalb der asiatischen Bogen. Hierüber könnte zunächst eine Erforschung von Timor Aufschluss bringen. Viti Levu (*gelb*), vielleicht auch Yap, dürften kleinere Theile von älteren Massen zwischen den Falten sein.

Die Cap-Gebirge (*gelb*) sind der Rest eines grossen, nach Art der asiatischen Randbogen gebauten Gebirgs-System's. Sie bestehen aus drei Theilen, dem Cedar-Gebirge im Westen, Zwarte-Gebirge im Süden und dem nur in wenig Bruchstücken bekannten Pondo-Gebirge im Osten. Sie sind ganz nach dem Plane der indischen Hochgebirge geordnet; die Karoo ist das stauende Vorland. Dabei geht aber die Faltung gegen Nord anstatt wie in Asien gegen Süd. Zwarte-Gebirge ist gegen West mit dem Cedar-Gebirge durch regelmässige Schaarung verbunden, während sein östliches Ende gegen das Pondo-Gebirge unter dem Meere liegt.

Der Bestand dieses gegen Nord gewendeten Gegenstückes zu den asiatischen Randbogen kann neben der vorherrschenden Richtung der Virgationen als ein weiteres Argument für den Einfluss von Rotation oder Gezeiten auf die Anordnung des Gesammtplanes angeführt werden.

Das Zwischengebirge und der andine Bau (*blau*) bilden den im Vergleiche zu dem übrigen Gefüge am schwersten verständlichen Theil des Antlitzes. Schon innerhalb des Bogens der Aleuten, bis nach Cook's Einlass hinein, tritt eine bogenförmige, grabenförmige Senkung ein, durch mesozoische Sedimente und durch thätige Vulcane bezeichnet. Dieselben Merkmale trifft man bei der Vulcan-Gruppe Wrangell schon jenseits der Schaarung und die Fortsetzung zieht gegen den Lynn-Canal und den grossen columbischen Batholithen, als dessen weitere Fortsetzung hier die jungen Vulcane des Cascaden-Gebirges aufgefasst sind. Die Basin Ranges wiederholen den gleichen Bau. Die alten Gesteine der californischen Coast Ranges können als der Beginn des andinen Baues angesehen werden. Ihre Leitlinien streichen durch Nieder-Californien und die mexicanische Sierra Madre del Sur nach Guatemala, schwenken dann gegen Cuba und Jamaica hinaus, kehren durch Trinidad und Venezuela zurück und erreichen in Ecuador den südamericanischen Theil des andinen Baues. Hier trennen sich zwei Elemente, die Cordillera Real, welche ein gegen Ost gefaltetes Gebirge ist, dessen Faltung, wie gesagt wurde, in das Vorland übergreift, und die Cordill. de los Andes, in welcher auf lange Strecken hin neuerdings die Kennzeichen des Zwischengebirges auftreten, nämlich lange Gräben, marine mesozoische Sedimente und thätige Vulcane. In Patagonien schwenken nochmals die Leitlinien gegen den Atlantischen Ocean hinaus, beugen sich wieder im Bogen zurück, begleitet von den Süd-Sandwich-Vulcanen, welche jene der kleinen Antillen vertreten, und erreichen Graham's Land, dessen nördlicher Theil die Stelle von Venezuela einnimmt. Desshalb darf man von nördlichen Antillen und von südlichen Antillen sprechen.

Beide Antillen sprechen wie die Cord. Real für Faltung gegen Ost. Die grabenförmigen Theile der Cord. de los Andes geben keinerlei Aufschluss. Nun ist es sehr bemerkenswerth, dass in Asien und den nördlichen Antillen die Vortiefe stets vor dem Faltengebirge liegt und dass an der Westseite Süd-America's eine lange Vortiefe liegt, obgleich noch kein gegen West gefaltetes Gebirge bekannt ist. Hierüber kann erst eine genauere Untersuchung der westlichsten Theile der Anden Aufklärung bringen.

Die thätigen Vulcane sind auf der Karte nicht verzeichnet; wollte man ihre Beziehungen zum Baue feststellen, so müssten wenigstens die jüngeren erloschenen Vulcane und die jüngeren Batholithen sichtbar gemacht werden. Doch lassen sich folgende allgemeine Regeln erkennen. Wo jüngere Faltung vorhanden ist, folgen die thätigen Vulcane den Leitlinien, so namentlich in den peripherischen Bogen Asien's. In alten Vorländern fehlen sie dagegen fast gänzlich, mit Ausnahme der unter das Meer versenkten Theile. Eine Ausnahme macht Africa, aber dort folgen sie geraden Linien, welche von jeder Faltung unabhängig sind. Die thätigen Vulcane auf den atlantischen Senkungen stehen zumeist in Gruppen und eine ähnliche Regel herrscht auch für den westlich von Süd-America liegenden Theil des pacifischen Ocean's (*schraffirt*).

Die Vulcane der Kleinen Antillen und wahrscheinlich auch jene von S.-Shetland sind jenen der asiatischen Bogen vergleichbar. Die grabenförmige Senkung der östlichen Aleuten und von Wrangell unterscheidet sich von den africanischen Gräben dadurch, dass die beiden Seiten nicht demselben, sondern verschiedenen Gebirgsästen angehören; dagegen sind in den Basin Ranges und wohl auch in der Cordill. de los Andes typische Gräben vorhanden. Die antarktische Erebus-Kette kann nur vermuthungsweise an die Seite der africanischen Vulcane gestellt werden.

## Zu Karte II: Gliederung Europa's.

Alle Theile, die älter sind als Devon, wurden *weiss* gelassen. Hieher sind zu rechnen: die vielleicht zu Laurentia gehörigen Theile von NW.-Schottland, ferner die Caledoniden, die böhmische Masse und derjenige Theil des asiatischen Baues, welcher nicht späteren Faltungen unterlag, insbesondere der baltische Schild und die russische Tafel. Im Süden der Karte ist aus demselben Grunde die Sahara weiss geblieben und mit ihr die africanische Küste im Osten der Syrten, Aegypten und Syrien.

*Grün* sind die Faltenzüge, welche der Peripherie Asien's zugerechnet wurden. Von diesen erscheint ein Theil im Norden, ein anderer im Süden der Karte. Im Norden sind es die Uraliden. Es ist wahr, dass sie nicht an der Peripherie liegen, aber die Art, wie im Osten die Falten weit unter das Schuttland reichen, und die Anlage der bis in das nördliche Skandinavien reichenden Aeste zeigen trotz einer Stauung in der Mitte des Hauptstammes (an der Ufa) die innige Verbindung mit Asien und die Aehnlichkeit mit dem Baue der peripherischen Bogen. Die Lage der russischen Tafel und des baltischen Schildes erlangt damit einige Aehnlichkeit mit jener der eingeschalteten älteren Landstriche in SO.-Asien.

Im Süden der Karte werden die normalen Randbogen Asien's sichtbar, und zwar ein Theil des iranischen Bogens, beiläufig im Meridian von Diarbekr schaarend mit dem taurischen Bogen, welcher in W.-Kleinasien in enge Schaarung tritt mit den Dinariden. Diese schieben sich zwischen Alpen und Appennin ein, die oberitalienischen Seen umfassend.

Die jungtertiären Jergeni sind hier als junge Ausläufer der Uraliden aufgefasst, während die Hauptäste in den Mugodjaren bis an die Tafel Ust-Urt zwischen Kaspi und Aral vertreten bleiben. Auch in den Randbogen setzen die Faltungen bis in späte Abtheilungen der Tertiärzeit fort.

*Blau* sind die westlichen Altaiden, welche hier die Peripherie Asien's durchbrechen. Dieser Durchbruch ist in dem Gegensatze des Kaukasischen Streichens (blau) sowohl gegenüber den Uraliden (grün), als den schaarenden Randbogen (grün) kennbar. Sie sind die Fortsetzung der Virgation des Tian-schan und langen zum geringen Theile im Norden, zum weit grösseren im Süden des Asow'schen Horstes (bei Berdiansk) mit der Richtung WNW. an.

Eine nördliche Linie kommt von der Halbinsel Mangyschlak (NO. Kaspi) und streicht über den Oberlauf des Manytsch in das Kohlenrevier am Donetz (*blau*) Sie behält die gerade Richtung WNW. und eine Reihe zwischen NW. und WNW. streichenden geradlinigen Störungen in Deutschland und bis Schonen wird vermuthungsweise als weitere Ausstrahlung angesehen (Karpinsky'sche Linien, Fichtelgebirge, Teutoburger Wald u. A.; der Maßstab gestattete nicht die Einzeichnung). Diese Linien sind von verschiedenem Alter; oft ist die Südseite gesenkt und von N. her überschoben.

Der hiezu parallele Kaukasus gelangt in seinen Fortsetzungen an die Südseite des Asow'schen Horstes. Im Kaukasus, wie in den südlichen Randbogen und wie es scheint in der ganzen Peripherie Asien's (mit Ausnahme der Mandschurei?) fügen sich die jungen Falten in die Leitlinien der alten, so dass einheitliche Ketten entstehen, wenn auch im Innern derselben, namentlich an der Basis des Ober-Carbon oder Perm heftige Discordanz vorhanden sein mag. So ist es auch noch in den Dinariden, aber die Züge der Altaiden, welche im Süden des Horstes eintreffen, verhalten sich anders. Die Faltung, welche in Asien gegen Süd und im Kaukasus theils gegen Nord und theils gegen Süd gerichtet war, wendet sich ganz gegen Nord und zugleich trennen sich die jüngeren Falten (posthume Altaiden) räumlich von jenen, die ihre Faltung schon vor Ober-Carbon oder Perm abschliessen.

Die vorpermischen Altaiden (*blau*) sind durch Senkungen in Horste getheilt. Sie umfassen: den variscischen Bogen (Sudeten bis Valenciennes und der Ostseite des Plateau central bis zum Oberlauf des Allier), den armoricanischen Bogen (Westen des Plateau central, Bretagne, Devonshire und Cornwall, ein südlicher Saum von Wales und Irland), die Mont. Noire (SW. Anschluss an das Central-Plateau sammt den Cevennen und andererseits den Bergen von Barcelona), die corsardinische Masse, die spanische Meseta, den Hohen Atlas und jenseits einer unbekannten Strecke zwischen 4 und $5^0$ ö. L., die Fortsetzungen am Dj. Bechar bei Figuig. Sie strecken sich auch südwärts in die Sahara fort [Poirmeur,

Bull. soc. géol. (1906) 1907, VI, p. 724, Karte] und Gautier vermuthet im Gourara noch eine vorpermische Schaarung (ebendas. p. 729, Karte; am deutlichsten nahe 29° n. Br., 0° 10′ w. L.).

Diese Horste umrahmen die Senkungsfelder, innerhalb deren die posthumen Altaiden aufgerichtet worden sind.

Zuerst schaltet sich ein Bruchstück, das Kimmerische Gebirge (violett, Krim, Dobrudscha, Spuren am karpathischen Aussenrande) ein, dessen Faltung vor der Kreideformation abgeschlossen wurde. Jungtertiäre Falten, den Nordrand des Kaukasus fortsetzend, umfassen gabelförmig gegen Theodosia ihr östlichstes Ende.

Hierauf folgen *(roth)* alle jene Züge, deren Faltung innerhalb der Rahmen bis in die mittel- oder jungtertiäre Zeit angedauert hat. Sie sind: die Alpiden (Balkan, Karpathen, Alpen, Appennin, mediterraner Atlas, Gibraltar, betische Cordillere bis Majorca), die Maures, provençalischen Falten und Pyrenäen sammt dem cantabrischen Gebirge, eine Reihe von Bruchstücken, deren Zusammenhang noch nicht ermittelt ist (NW. und SW. Sardininien, Minorca, Berge am unteren Ebro; hieher auch Montes Universales), ferner die jüngeren Falten innerhalb der Senkung von Paris—London (z. B. Pays de Braye und Weald) und jene innerhalb der Senkung des westlichen Portugal (Sierra de Arrabida).

Diese posthumen Faltungen umschliessen nicht selten Theile des älteren Baues; vorpermische Stücke erscheinen schon im Balkan und insbesondere in der M. Blanc-Kette; sie nehmen beträchtlichen Antheil an dem Baue der Pyrenäen; sie erscheinen im mediterranen Atlas und an anderen Stellen. Auf der Karte wurde nur die Masse von Mouthoumet ausgeschieden, welche, von provençalischen Falten umspült, vor den Pyrenäen liegt. Auch kimmerische, d. i. vorcretacische Theile fehlen nicht, so namentlich in den östlichen Karpathen.

Ein Theil der tertiären und noch jüngeren Senkungen des Mittelmeeres versinnlicht wahrscheinlich die Vorgänge, welche die Auflösung der Altaiden in Horste eingeleitet haben. Diese Senkungen dehnen sich im Aegäischen Meere auf die Randbogen und im östlichen Mittelmeere auf die africanische Tafel aus. Nirgends ausserhalb der Altaiden sind posthume Bauten in ihnen entstanden, wohl aber scheint die africanische Tafel vor dem Rande des mediterranen Atlas eingesunken zu sein, und dieses ist auch für die russische Tafel im Angesichte der Karpathen, vielleicht auch gegen das Kohlengebirge des Donetz der Fall (Laskarew, Isw. com. géol. 1905, XXIV, p. 235, Karte).

Die Senkungen sind durch horizontale Schraffierung angezeigt.

Im Südosten wird auf der Karte der Graben des Todten Meeres sichtbar; der Graben des Rhein, welcher die Altaiden durchschneidet, gehört derselben Gruppe von Vorkommnissen an.

## Zu Karte III: Deckenförmiger Bau der Alpen.

In dieser schematischen Darstellung sind viele Einzelheiten, wie z. B. die intrusive Zone an der Grenze der Dinariden, weggelassen und sie soll nur als eine Einführung in die Darstellung dienen, welche III, *b*, S. 117 u. folg. versucht worden ist. In dieser vereinfachten Gestalt stellt sich der Hauptzug der Alpen als aus drei von Süd her übereinander geschobenen Decken gebildet dar, an welche sich ein fremdes Element, die Dinariden, herandrängt, das zugleich zwischen Alpen und Appennin hereintritt, unter den letzteren hinabtaucht und wahrscheinlich die grosse Wendung der westlichen Alpen beeinflusst.

Die erste ist die helvetische Decke (*blau*), von welcher sich zwischen Isère und Rhône das Juragebirge abtrennt. Dieses ist völlig autochthon; seine Faltung nimmt gegen aussen ab, ausser dort, wo Stauung gegen das Vorland eintritt, wie am östlichen Ausgange des Rheinthales.

Der Vorgang der Aufthürmung der alpinen Decken würde etwas verständlicher durch die Hypothese, dass eine bedeutende Vortiefe, zwischen Jura und der helvetischen Decke beginnend, sich vor den heutigen Alpen und theilweise auch an der Stelle der helvetischen Decke bis an die Ostseite der böhmischen Masse erstreckt hätte. Solche Vortiefen liegen vor den Faltenbogen Asien's und den nördlichen Antillen und können 7, 8 und sogar mehr als 9 Kilom. an Tiefe erreichen. Trotzdem mögen die helvetischen Alpen noch als autochthon bezeichnet werden, da ihre Verfrachtung jedenfalls geringer war als jene der nachfolgenden Decken. Im Westen bildet die M. Blanc-Zone ihren concaven inneren Theil; sie enthält vom Mercantour bis zur Aar-Masse Gebirgskerne, deren Beschaffenheit dem

variscischen Vorlande gleicht. Die versteinerungsführende Schichtfolge beginnt mit limnischem Mittel- oder Ober-Carbon.

Die Zone des M. Blanc endet westlich vom Rhein und nur die äusseren Zonen der helvetischen Alpen überschreiten den Fluss; weiter hin vertritt nur Kreide und Tertiär, zum grössten Theile in der Gestalt von Flysch, die helvetischen Alpen, und zwar bis über Wien hinaus in die Karpathen.

Die lepontinische Decke (*roth*) ist im Westen von einem oligocänen Flyschzug begleitet. Er dringt schon vom Meere her in die Alpen ein und seine emporgefalteten oder eingeklemmten Reste lassen sich an der Ostseite der helvetischen Alpen bis an den M. Blanc verfolgen, als wären hier erst in so später Zeit zwei selbständige Gebirgsketten einander genähert worden. Zu der lepontinischen Decke ist die Gesammtheit der piemontesischen Alpen zu rechnen, vom Süden her, über den Gran Paradiso herbeistreichend, den ganzen Raum einnehmend von den helvetischen Alpen (M. Blanc-Zone) bis zur Ebene des Po und von Ivrea und Biella an bis zur Grenze der Dinariden und bis in das obere Veltlin.

Von diesem Hauptstamme abgetrennt, liegen auf den helvetischen Alpen verfrachtete lepontinische Schollen. Sie beginnen bereits zwischen Mercantour und Pelvoux und hier ist die innere Flyschzone an der Verfrachtung sehr betheiligt. Sie wiederholen sich SO. von Annecy, erscheinen in weit grösserer Ausdehnung im Chablais und den Freiburger Alpen, ferner in einer langen Kette kleinerer Schollen bis in die Nähe von Buchs im Rheinthale. Sie bestehen in der Regel aus mehreren übereinander gehäuften, gestreckten Serien von Trias und Jura, welche nicht ganz die gleiche Facies zeigen, und wohl mögen einzelne Theile aus verschiedenen Zonen der Alpen stammen. Aber sie kommen alle aus dem Süden, und dass wenigstens ein grosser Theil weit aus dem lepontinischen Süden stammt, zeigt nicht nur die abweichende Beschaffenheit, sondern auch der Umstand, dass im Osten, nahe jenseits des Rhein's, das Hinabtauchen der lepontinischen Gesteine unter die Ostalpen auf solche Strecken kennbar ist, dass hieraus die Ueberdeckung der ganzen Breite der helvetischen Alpen hervorgeht.

Sie fehlen auch nicht jenseits des Rhein's. Einige Spuren erscheinen bei Hindelang in Bayern an der Grenze der helvetischen und ostalpinen Gesteine, aber in weit grösserer Erstreckung werden sie als Fenster unter der ostalpinen Serie sichtbar. Ein solches lepontinisches Fenster liegt, 54 Kilom. lang, am Inn, zwischen Selvretta und Oetz; ein noch viel grösseres, 165 Kilom. lang, bildet die Tauern; ein kleineres tritt am Semmering auf.

An den Tauern und dem Semmering beginnt die Schichtfolge dieser Fenster wie in den helvetischen Alpen mit limnischem, pflanzenführendem Mittel- oder Ober-Carbon. Vom Semmering streicht ein Zug von solchem Carbon gegen SW. durch das Mürzthal, dann gegen NW. gegen Liezen (*rothe Kreuzchen*), dessen tektonische Bedeutung nicht sichergestellt ist. Ebenso zieht ein Streifen von Marmor unbekannten, möglicher Weise mesozoischen Alters vom westlichen Ende des Tauern-Fensters gegen West und ein zweiter gegen Südwest; dieser kreuzt die Etsch (*rothe Ringe*).

Im Nordosten bemerkt man von Gmunden bis Wien, nahe dem südlichen Rande der Flyschzone (des Aequivalentes der helvetischen Alpen), das wiederholte örtliche Auftreten einer mesozoischen Serie, welche manche Merkmale mit den lepontinischen Deckschollen gemein hat, aber fast noch mehr den Pieninen (karpathische Klippenregion) gleicht (*rothe Ringe*).

Der westliche Theil der Grenze gegen die Dinariden ist durch einen Zug grüner Intrusiv-Gesteine, den Zug von Ivrea, bezeichnet. Aehnliche grüne Gesteine erreichen sehr grosse Verbreitung, und zwar nicht nur in den piemontesischen Alpen vom Süden bis über M. d. Disgrazia, sondern auch in den verfrachteten Deckschollen und im Fenster des Inn; auch an den Tauern treten sie auf. Mögen die Meinungen über ihre Natur auch auseinandergehen, so bleiben sie doch ein Zeichen der Zusammengehörigkeit all' dieser Theile der lepontinischen Decke.

Die Dent Blanche (*schraffiert*) ist eine Decke für sich, die unmittelbar aus der Grenze gegen die Dinariden zu stammen scheint. Hier liegt lepontinisches auf lepontinischem Gestein.

Die Ostalpine Decke (*braun*) erstreckt sich vom Rhätikon bis an die ungarische Ebene. Im Norden besteht sie aus einer breiten mesozoischen Kalkzone, welche in lange Falten, und im Osten in nach Nord bewegte Decken und Schuppen gelegt ist. Ihre Unterlage ist im Gegensatz zu anderen Theilen der Alpen vom östlichen Tyrol gegen Ost und

namentlich in Steyermark eine Serie von marinem Silur, Devon und Unter-Carbon. Limnisches Carbon ist nicht bekannt. Unter der palaeozoischen Serie folgen in beträchtlicher Ausdehnung die vorpalaeozoischen Gesteine. Unmittelbar auf diesen liegt der westliche Theil der Kalkalpen, dann die Gruppe des Ortler und die mesozoische Serie des Drauthales und des Gurkthales in Kärnthen, welche alle die Facies der Kalkalpen wiederholen. Im Gebiete der Drau treten lange Längsbrüche auf: Im Osten reichen einige Glieder des Silur und ein wohl entwickeltes Devon bis Gratz. Die Grenze gegen die ungarische Ebene wird von einigen Kesselbrüchen gebildet und ist von einer Zone tertiärer Trachyte und Basalte begleitet.

Die ostalpine Decke ist daher gegen Nord auf helvetische Gesteine aufgeschoben und in ihrer Mitte von lepontinischen Fenstern unterbrochen; im Süden drängen sich an sie die Dinariden und man muss annehmen, dass sie unter die Dinariden hinabtaucht. Während im Westen grüne Intrusiv-Gesteine diese Grenze bezeichnen, treten weiterhin tonalitische und granitische Batholithen auf einer etwa 400 Kilom. langen Strecke hervor. Sie liegen theils in den Alpen, theils an der Grenze oder auch in den Dinariden. Im äussersten Osten erscheinen auch oligocäne Andesite, deren genetische Zugehörigkeit zu den Tonaliten nach anderweitigen Analogien vermuthet werden darf.

Die Dinariden (*grün*) sind den Alpen fremd. In grosser Regelmässigkeit streicht das Gebirge von Bosnien und dem dalmatinischen Archipel herbei, beugt sich aus der NW.-Richtung in Krain gegen W., vollzieht an der Stelle der Beugung Ueberschiebungen gegen Innen, tritt bis Meran vor und versinkt mit seinem südlichen Rande unter die Ebene des Po. Die Bucht zwischen Padua, Schio, Görz und Pola ist ein selbständiges Senkungsfeld.

Die Dinariden sind daher ein Theil der normalen Randbogen, welche die südliche Peripherie des asiatischen Baues bilden, während die Alpen als posthume Bauten zu den Altaiden gehören, welche diese Peripherie durchbrechen. Den Dinariden kommen ausser ihrer Lage noch zwei für Asien bezeichnende Merkmale zu; sie sind nämlich nicht wie die Alpen nach Nord, sondern gegen Süd gefaltet und sie zeigen zwar auch eine scharfe Discordanz an der Basis von Ober-Carbon, aber die späteren Falten sind nicht räumlich abgetrennt wie in den posthumen Altaiden.

Die Unterlage wird längs der Grenze als ein langer Streifen in den Karnischen Alpen (*violett*) sichtbar. Sie besteht aus Silur, Devon und marinem Unter-Carbon und scheint hier im Gegensatze zur Hauptmasse der Dinariden gegen Nord gefaltet. Auf diesen Umstand soll aber weniger Gewicht gelegt werden, weil an der Grenze weithin Stauung gegen Nord vorkommt. Die discordant auflagernde Serie beginnt auch hier mit obercarbonischen, pflanzenführenden Schichten, denen aber marine Sedimente eingeschaltet sind, wie nirgends innerhalb der Alpen. Auch im Perm erscheinen marine Sedimente, die nördlich davon nicht bekannt sind, und die Facies der mesozoischen Sedimente weicht gleichfalls von jener der oft nur durch ein Thal getrennten ostalpinen Ablagerungen ab. Dem Perm gehört die Porphyrmasse von Botzen an.

Wo die Alpen sich zum Appennin wenden, tritt an der Innenseite Neigung gegen West ein, wahrscheinlich in Folge von örtlicher Rückfaltung in der Krümmung. Weiter im Süden trennen sich mehrere kleinere Gneisszüge ab und treten als bogenförmige freie Enden an den Flüssen Maira, Veraita und Po gegen die Ebene vor; bei Saluzzo wird das Streichen eines solchen Endes sogar NNO. Vielleicht ist dieses das Austönen der Rückfaltung. Der westliche Theil der Alpen setzt die Richtung des Mercantour fort und ihm gehören die ligurischen Alpen an. Hier nähert sich das Streichen mehr und mehr dem Meridian. Die ligurischen Alpen können als ein horstähnlicher Ausschnitt angesehen werden, im Süden begrenzt durch die tyrrhenische Senkung und im Norden durch die querstreichenden Tertiär-Ablagerungen von Turin, welche ein rückläufiges freies Ende des Aussenrandes des Appennin sind.

Die weitere Fortsetzung der Alpen liegt in NO. Corsica, auf Elba und, mit allmählig divergirendem Streichen, im Appennin.

Alle vorstehenden Angaben beziehen sich nur auf postcambrische Bewegungen, aber im Norden der Vereinigten Staaten, in Finnland, Böhmen und anderen Orten wurden selbständige vorcambrische Bewegungen festgestellt, über deren gegenseitige Beziehungen und gesammte Anlage heute kein Urtheil möglich ist.