

URSACHEN  
DER  
DEFORMATIONEN  
UND DER  
GEBIRGSBILDUNG.

VON

DR. ED. REYER  
PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT IN WIEN.

---

LEIPZIG, 1892.

WILHELM ENGELMANN.

Gemeinlich werden die Ursachen der Ruptur, Faltung, Hebung und Gebirgsbildung gesondert betrachtet. Ich ziehe es vor, alle Ursachen, welche Deformationen der Erdkruste bewirken, unter Einem zu betrachten.

### I. Substantielle Wandlungen.

Stoffaufnahme, Oxydation, Hydratbildung bewirken Hebung, Ruptur, Faltung. Stoffabgabe und Verdichtung (beim Krystallisiren) hat Schwinden und Ruptur zur Folge.

Die schlammigen Sedimente setzen sich, wobei das interstitielle Wasser entweicht. Trotzdem bleiben, wie die Schlammquellen, die artesischen und Petroleumbrunnen zeigen, in einzelnen Schichten namhafte Mengen von Wasser gefesselt. Erdbeben rütteln die Massen zusammen und bewirken Rupturen, das Wasser entweicht und die hangenden Schichten werden deformirt.

### II. Contraction der Erde.

Diese Hypothese in ihrer alten Fassung ist unhaltbar. Dagegen ist es allerdings denkbar, 1. dass die eruptive Förderung bedeutende Pressionen in der Kruste erzeugt; 2. muss eine bedeutende Contraction resultiren, wenn das Erdinnere partiell aus gasförmigen Substanzen besteht.

Aber selbst wenn man eine namhafte Contractionspression als möglich zugibt, ist man doch nicht in der Lage,

die Gebirgsbildung auf diese Ursache zurückzuführen. Es blieben unerklärlich 1. die tiefen Eruptionsrupturen, welche die Faltungszonen begleiten; 2. jene Gebirge, bei welchen der gefaltete Complex auf einer Basis ruht, welche von der Faltung nicht ergriffen wurde.

### III. Dichtedifferenzen.

So lange man annahm, der Erdkern sei flüssig, wurde behauptet, die Kruste schwimme auf dem Magma. Man urtheilte consequent, Differenzen der einzelnen Schollen müssten verschiedenen Auftrieb, daher Niveaudifferenzen bewirken.<sup>1)</sup>

Der Nachweis, dass die Gebirge aus weniger dichtem Materiale bestehen, wurde in diesem Sinne interpretirt.<sup>2)</sup>

Diese Betrachtung bleibt zum Theile zu Recht bestehen, wenn man ein starrplastisches Magma annimmt.

Die Materialien der Erde sind ungleich gemischt, schlierig. In manchem Gebiete herrschen die schweren basischen, in anderen Gebieten dagegen leichtere Massen. Ein kosmischer Körper von solcher Beschaffenheit muss schon in dem liquiden Stadium von der regulären Form eines Rotations-Ellipsoides abweichen. Existirten in Gebieten benachbarter Radien verschieden dichte Massen, so bestand Equilibrium, wenn das Gebiet der dichteren Massen entsprechend tiefer deprimirt war.<sup>3)</sup> Schon während des liquiden Studiums musste sich

---

<sup>1)</sup> Die Differenz der Schollen kann verursacht sein durch verschiedene Porosität, moleculäre Dichte (amorph, krystallin), chemische und thermische Differenz.

<sup>2)</sup> Airy, Pratt: 1855; Faye: Figure de la terre, C. R. 1880, Vol. 90, p. 1190.

<sup>3)</sup> Ueber ungleiche Radialcontraction: Pratt: Fig. Earth, 4. ed., 1871, p. 200; Le Conte: A. J., 1872, Vol. 4, p. 345; Mallet: Trans. R. Soc. L., 1873; Fischer: Phys. Earth, 1879, führt aus, dass die Radialcontraction kaum genügen dürfte, die verschiedene Höhenlage von Continent und Seeboden zu erklären.

also nicht ein Rotationsellipsoid, sondern ein Geoid bilden. Die stärkere Abkühlung unter dem Meere sollte eine anhaltende Dichtezunahme und wachsende Depression des submarinen Gebietes verursachen, was jedoch nicht zutrifft. In der That sind wiederholt marine Gebiete in hohes Festland verwandelt worden und umgekehrt. Hieraus kann man schliessen, dass jedenfalls neben diesem Factor noch andere Momente für die Gestaltung der Erde von hervorragender Bedeutung sind. Das thermische Gleichgewicht wird fortwährend durch Sedimentirung und Erosion gestört, und hierdurch werden Deformationen der Erde bedingt.

#### IV. Onerarhypothese.<sup>1)</sup>

Ein plastisches Schichtsystem wird überlagert von einer local angehäuften Masse.<sup>2)</sup> Die plastische Unterlage wird unter der Last ausgequetscht, in der Peripherie der drückenden Masse aber stauen sich die Sedimente faltig auf.<sup>3)</sup>

Wir substituiren dem kleinen Maasse der Fig. 1 (Exp. 62) grosse Verhältnisse. Die Sedimente unter dem Eruptivfladen seien 100 *m* mächtig gewesen, nach der Deformation sind sie unterhalb des Fladens um 50 *m* deprimirt (verdünnt), am Rande dagegen antiklin gestaut, sodass sie hier 100 *m* über das alte Niveau aufragen.

In Fig. 2 (Exp. 66) ist die weisse Gypsschicht unter der belastenden Eruptivmasse tief deprimirt und in Schollen zerissen. Vor der Verwerfungsstufe des Grundgebirges rechts

---

<sup>1)</sup> Von *onus*; empfiehlt sich statt des schwerfälligen Ausdruckes Belastungs- und Entlastungshypothese.

<sup>2)</sup> Anwachsen eines Korallenriffes, Häufung einer Eruptivmasse, Delta-bildung auf plastischer Unterlage.

<sup>3)</sup> Die Sedimente schiessen oft steil gegen die überlagernde Eruptivmasse ein.

staut sich eine Antikline. Die tiefste weisse Lage (Papier) wurde durch den Druck gegen die Verwerfungsstufe geschoben und angestaut.

In Fig. 3 (Exp. 65) erhebt sich die plastische Unterlage zwischen zwei benachbarten belastenden Massen zu einer steilen Antikline. Sind im plastischen Grundgebirge harte Schichten eingeschaltet, so vollziehen sich Zertrümmerungen und intensive secundäre Discordanzen (Klippenbildung).

In Fig. 4 (Exp. 210) ist die Deformirung der Normalen (senkrechten Theilstriche) notirt. Man sieht, wie die Normalen unter der belastenden Masse auseinanderrücken, am Rande der Masse aber genähert sind: Zerrung und Auswulzung im Liegenden, Stauung im Randgebiete. Setzen wir hier die ursprüngliche Mächtigkeit der Sedimente = 1000 *m*, so ergeben sich folgende Maasse: Die Sedimente sind unter den Eruptivmassen um 500 *m* deprimirt, während sie am Rande um 200—300 *m* aufgetrieben sind. Wären die Sedimente starr, so ergäbe sich vom Rande der Eruptivmasse gegen den Gipfel eine bedeutende Steigung; infolge der randlichen Auftreibung und centralen Depression aber beträgt die Steigung nur 500 *m* auf 5 *km*, das ist 1 : 10.

In Fig. 5 war die Masse noch plastischer; die belastende Masse ist so tief eingesunken, dass sie wenig über das allgemeine Niveau aufragt: magmastatisches Aequilibrium.

v. Buch hat zuerst die Theorie der Verkippung aufgestellt und behauptet, dass neben einem Senkungsfelde eben infolge der Senkung ein Hochland aufgetrieben werden könne. Herschel und Andere betrachten Senkung als Folge von Belastung. Ricketts, O. Fischer, M. Reade prüfen das Verhältniss dieser Theorie zu den geologischen Thatsachen.<sup>1)</sup>

---

<sup>1)</sup> Buch: Mag. Nat. Fr., Berlin 1809; Prevost: Bull. Geol., 1840, p. 183; Herschel: Proc. Geol. Soc., 1836 und Phys. Geogr., 1861; I. Hall 1859. Ricketts: 1871; Le Conte: A. J. 1886, p. 180; Reade: Denud. America, p. 26; Reade: Orig. of Mts., 1886, p. 272, 308.

Die Schichten der Faltengebirge sind oft mehrere Kilometer mächtig und wurden nachweislich in Wasser von geringer Tiefe abgelagert. Ablagerung und Senkung haben sich in solchen Gebieten etwa die Wage gehalten, weshalb es nahe liegt, die Sedimentirung selbst als Ursache der Senkung zu betrachten. Die Küstengebiete, welche den Detritus der Continente empfangen, sind der Belastungssenkung am meisten exponirt.<sup>1)</sup>

Seit Jamieson und Shaler wird auch die Emersion und Submersion der glacialen Epoche mit der Belastung in Zusammenhang gebracht.<sup>2)</sup>

In Ergänzung wird auch behauptet, durch Entlastung (Erosion, Abschmelzen des Eises) werde Hebung eingeleitet.

#### *Kritik der Onerar-Hypothese.*

Die geologischen Thatsachen sprechen vielfach gegen eine unbeschränkte Anwendung dieser Theorie. Es ist wohl denkbar, dass Schichten von 1000 m Mächtigkeit die Erdkruste deprimiren; in vielen Fällen liegen die Verhältnisse jedoch nicht so.

A. In einem seichten Meere lagern sich wenige Meter dicke Schichten ab und durch diese minimale Belastung soll die Senkung eingeleitet werden, was kaum begreiflich ist. Ich möchte wenigstens für das erste Stadium eine andere Ursache der Senkung annehmen. Betrachten wir in Fig. 6 (Exp. 304) den an der Küste abgelagerten Detritus mit einer Moorlage (schwarze Linie I links oben in Fig. 6). Die Einschwemmung hält an, durch Belastung und Erschütterung wird Compression der weichen Deltasedimente und ein Vor-

---

<sup>1)</sup> Der Atlantische Ocean empfängt die Drainage von  $\frac{1}{3}$ , der Pacific erhält den Detritus von nahezu  $\frac{2}{3}$  der gesammten Continentalarea.

<sup>2)</sup> Jamieson: 1865. Shaler: Proc. Boston Soc. Nat. Hist., 1875, p. 288. Gilbert: Bonneville 1890, p. 357.

wärtsgleiten gegen die Meerestiefe bedingt, sodass im Stadium II Fig. 7 die Moorlage gegen links und gegen die Tiefe vorgewandert ist.

Zur Rechten (Fig. 7) sieht man die successiven Stadien der Moorlage notirt I, II, III. Man bemerkt, dass die Schichte auch gestreckt wird.

In diesem Falle ist bei constantem Meeresniveau eine Senkung eingetreten, ohne dass die Erdkruste sich deformirt hat. Die Moorlager in der Tiefe des Mississippi- und Po-delta, sowie die Versenkung der Seichtsedimente im Gebiete der Appalachen und des Paläozoischen von England mögen zum Theile hierauf zurückzuführen sein. Haben die Sedimente infolge des besagten Vorganges eine namhafte Mächtigkeit erreicht, so kann allerdings von da an eine Senkung infolge der Belastung eintreten. Noch gewichtiger sind die folgenden Einwendungen:

*B.* Ein Senkungsfeld müsste, so lange es Zufuhr erhält, sich in infinitum senken, während gerade in solchen Gebieten sich im Laufe der Zeit die mächtigsten Hebungen vollzogen haben.<sup>1)</sup>

*C.* Die Senkung vollzieht sich oft viel rascher als die Sedimentirung und ist oft sehr bedeutend, während die Belastung minimal ist, ja Hochgebirge, welche keiner Belastung unterliegen, verwandeln sich in Depressionen (Atlantisches und Mittelmeer).

*D.* Andererseits hat enorme Belastung oft keine Senkung zur Folge. Vulcanische Hochgebirge werden von der Erde getragen, während eine Belastung mit einigen hundert Meter Material die Entstehung einer Geosyncline erklären soll.

*F.* Bezüglich der Anwendung dieser Hypothese auf die Eiszeit ist zu bemerken, dass bei der zweiten Vereisung trotz

---

<sup>1)</sup> King: 40. Parallel, I, p. 357, 732; Reade: Mts., p. 272; Kritik s. unten.

Belastung eine Emersion sich vollzog, und dass die grosse Depression erst lange nach dem Maximum der Eiszeit sich vollzog (Geikie).

F. Ebenso bedenklich ist die Entlastungshypothese. Vor dem wurde behauptet, ein Gebirge werde stärker erodirt, weil es hoch aufragt. Dutton kehrt die Causalität um und behauptet, das Gebirge hebe sich, weil es stärker erodirt und die Kruste mithin entlastet werde. Dieser Behauptung widersprechen die natürlichen Phänomene vielfach. Es gibt Continente, welche sich bedeutend heben, obwohl die Entlastungs-erosion gering ist, und erodirte Gebiete sinken oft trotz Entlastung.<sup>1)</sup>

Ein der Erosion unterliegendes Gebirge müsste sich der Theorie gemäss in infinitum heben, während es Zug um Zug erodirt wird, und ein Senkungsfeld müsste sich infolge der anhaltenden Belastung fortwährend senken; beides trifft nicht zu.

Gewiss wird in der Natur Senkung oft durch Belastung bedingt, doch wirken offenbar verschiedene Ursachen, und die Summe der bald positiven, bald negativen Glieder ergibt erst als Resultat eine positive oder negative Verschiebung.

Die Concurrenz verschiedener Ursachen gibt in vielen Fällen ein verschleiertes Bild und scheinbare Widersprüche gegen eine einseitige Hypothese, woraus jedoch nicht folgt, dass die bezügliche Causalität nicht existirt. (Siehe nächstes Capitel.)

## V. Thermalhypothese.

Lagern sich Sedimente ab, so erfolgt in und unter diesen Massen Durchwärmung und Dilatation.<sup>2)</sup> Die Durchwärmung

---

<sup>1)</sup> Hutton: Trs. Austral. Assoc. Adv. Sc., 1890, p. 86.

<sup>2)</sup> Babbage: 1834; J. Hall: Am. Assoc., Montreal 1857, Introduct. Paläont., 1859. Während die älteren Autoren nur die lineare Ausdehnung



bewirkt Metamorphismus (Herschel, Hall). Die sich senkende Kruste wird erweicht, während die überlagernden Sedimente noch nicht gehärtet sind; deshalb ist das Senkungsfeld besonders geeignet, der Thermalpression nachzugeben.<sup>1)</sup>

Concentriert sich die Thermalexpansion in einem beschränkten Gebiete, so kann hier ein Faltegebirge aufgestaut werden (Reade). Dieses sind die Grundgedanken der Thermalhypothese.

Dass in allen Gebirgen gerade junge Sedimente, welche unmittelbar vor dem Beginne der Gebirgsbildung abgelagert wurden, erhoben erscheinen, gibt dieser Hypothese ein besonderes Gewicht. Immer tauchen die Gebirge aus dem Meeresboden auf und nie entsteht etwa mitten in einem Festlande ein Gebirge, was doch nach der Contractions-hypothese ebensowohl möglich wäre.

### *Einwendungen gegen diese Hypothese.<sup>2)</sup>*

1. Die gewaltige Compression, welche die Gebirge aufreibt, würde Spaltbildung nur in den culminirenden Theilen gestatten; Spaltbildung in der Tiefe ist bei der von Reade angenommenen Plasticität der Massen schwer vorstellbar, und doch ereignen sich auch in hoch aufgetriebenen Gebirgen Eruptionen. Reade denkt an fächerförmige Protrusionen (Typus Mt. Blanc); die Gebirge weisen aber in ihren Eruptivzonen alle Arten von Eruptivformen und nur ausnahmsweise Fächer auf.

---

berücksichtigen, zieht Phillips: Geol. Soc. L., 1859, die cubische Expansion in Rechnung; vgl. Hutton: Form. Mts. Geol. Mag., 1873, 1874; M. Reade: Orig. Mts., 1886, pag. 90; Teal: Geol. Mag., 1880, p. 357; Gilbert: Adress. Am. Assoc.; Judd, Richthofen: Führer; Winchell: World Life, Chicago 1889, p. 323.

<sup>1)</sup> Le Conte, Dana: A. J. (3), Vol. 4, p. 345, 460.

<sup>2)</sup> Vgl. O. Fischer: Geol. Mag., 1887, 231; Mc. Gee: Geol. Mag., 1888; W. Hutton: Trs. Austral. Assoc. Adv. Sc., 1890, 73, 89.

2. Nach anhaltender Senkung und Sedimentirung erfolgt eine Epoche der Hebung und Gebirgsbildung.

Man sollte denken, dass die Intumescenz schon zu Anfang der Sedimentirung sich geltend machen müsste, und dass eine durch Formationen anhaltende Senkung überhaupt nicht stattfinden kann.<sup>1)</sup>

Hiegegen ist zu bemerken, dass alle Untersuchungen über diese Frage bisher nur die Durchwärmung in dem betreffenden Stücke der Erdkruste berücksichtigt haben und deshalb nicht geeignet sind, Hopkins' Einwendung zu entkräften. Wie derzeit allgemein zugestanden wird, ist die Erde als Ganzes starr; Durchwärmung, wie Deformation pflanzen sich nothwendig auch in die Tiefe (unter die Erdkruste) fort, und dieser Process kommt erst zum Abschluss, wenn die Tiefe constanter Temperatur erreicht ist. Während in den oberen Regionen auf je 30 *m* 1° C. Temperaturzunahme kommt, wird die Zunahme in der Tiefe immer geringer.

Der Wärmeübergang von einem warmen zu einem kühlen Körper erfolgt um so langsamer, je geringer die Temperaturdifferenz zwischen beiden ist. Der Temperaturausgleich, welcher schon in den oberen Partien bei einer Temperaturzunahme von 1° per 30 *m* sehr langsam vor sich geht, erfährt in der Tiefe immer mehr Verzögerung.

Die Ablagerung von 30 *m* Sedimenten bewirkt an der Basis des Complexes ein Aufsteigen der Temperatur um 1°, und diese Steigerung vollzieht sich successive in allen tieferen Schichten, endlich im starren Magma. Es ist leicht begreiflich, dass die Ablagerung einer schwachen Schichte sich ungleich rascher vollzieht als der centripetale Temperatureausgleich.

Die Hitze des Hochsommers dringt im Laufe eines halben Jahres nur 7 *m* tief.<sup>2)</sup> Auf diese Erfahrung gestützt,

---

1) Hopkins: Rep. Brit. Assoc., 1847.

2) Airy: Nature, Mai 1878, p. 42.

dürfen wir annehmen, dass die Durchwärmung, welche durch eine unbedeutende Sedimentirung verursacht wird, Jahrtausende braucht, um die Erdkruste zu durchwandern. Dann wandert die Durchwärmung aber mit immer geringerer Schnelligkeit durch das starre Magma bis zum Gebiete constanter Temperatur.

Bei mächtigen Ablagerungen haben die älteren Schichten eine Durchwärmung bis in grosse Tiefe bewirkt, während die jüngsten Schichten noch keinen namhaften thermischen Einfluss ausgeübt haben. Hieraus folgt, dass die Senkung lange anhalten kann, bevor der thermische Ausgleich so tief gedrunken ist, dass die Thermal-expansion das Uebergewicht erlangt über die sich vollziehende Senkung. Das Maximum der Wirkung einer Ablagerung kann überhaupt erst erfolgen, wenn die Sedimentirung durch lange Zeit angehalten hat.

Nach der üblichen Darstellung würde infolge der Durchwärmung der Erdkruste nur eine allgemeine epirische Hebung von einigen 100 *m* resultiren; namhafte Hebungen könnten nur durch Concentration der Expansion auf einen schmalen Streifen Landes erklärt werden. In Wirklichkeit sind aber weite Landgebiete um mehrere 1000 *m* gehoben, eine Erscheinung, die sich nicht durch Concentration der Expansion erklären lässt, die sich aber allerdings begreift, wenn man zugibt, dass die Durchwärmung das ganze starre Magma durchdringt.

Wir kommen auf diesem Wege zu einer Bestätigung der Starrheit des Magma, welche bisher nur aus physikalischer Analogie gefolgert und auf Grund astronomischer Beobachtungen behauptet werden konnte.

Auf Grundlage der bekannten Daten ergibt sich für den vorliegenden Fall folgendes Resultat: Die Temperaturzunahme = 3° per 100 *m*. In einer Tiefe von 40 *km* herrscht eine Temperatur von 1200°, bei 50 *km* 1500°. Lagern sich 10 *km*

mächtige Sedimente ab, so werden dieselben an ihrer Basis um  $300^{\circ}$  erwärmt und jede folgende Lage wird successive um den gleichen Betrag erhitzt.

Die lineare Ausdehnung der Felsen beträgt im Mittel für  $100^{\circ}$  etwa  $1/100$ , das ist  $1\ m$  pro Kilometer. In unserem Falle (für  $300^{\circ}$ ) beträgt die Ausdehnung  $3/100$  linear, das ist  $3\ m$  pro Kilometer. Da die Massen sich seitlich nicht ausdehnen können, ergibt sich eine Intumescenz um nahezu  $1/10$  in senkrechter Richtung. Die  $50\ km$  mächtige Kruste intumescirt infolge der Durchwärmung um  $500\ m$ .

Schreitet die Durchwärmung successive um einige tausend Kilometer gegen die Tiefe vor, so erfolgt auf gleiche Distanzen eine immer geringere Temperaturzunahme und Expansion. Denken wir statt dessen eine gleichmässige Zunahme von  $3^{\circ}\ C.$  pro  $100\ m$  nur bis zu einer Tiefe von  $500\ km$  in das starre Magma fortschreitend, so resultirt schon eine generale epirische Hebung von  $5\ km$ .

Es sind also allerdings infolge von Ueberlagerung bedeutende continentale Hebungen möglich, ohne dass wir eine Concentration der Expansion auf einzelne Zonen anzunehmen brauchen. Auch Hochebenen ohne Faltegebirge können infolge thermischer Expansion entstehen.

Suess hat in überzeugender Weise dargethan, dass die Senkungen für die Deformationen der Erde von hervorragender Wichtigkeit sind, während man vordem den Hebungen die entscheidende Rolle zuschrieb. Wenn man die Erde als Ganzes überblickt, gewahrt man, dass alle Theile die Tendenz haben, centripetale Bewegungen auszuführen. Mächtige Senkungsfelder beherrschen die Oberfläche der Erde; zwischen ihnen bleiben hohe Horste stehen.

Diese Thatsachen schliessen nicht aus, dass Hebungen infolge thermaler Expansion gleichfalls eine Rolle spielen. Während weite Gebiete und einzelne Schollen sich senken, intumesciren andere Landstriche, in welchen Sedimentirungen

oder Eruptionen eine namhafte Bedeckung und Durchwärmung bewirkt haben.

Ich habe ausgeführt, welche Gründe mich veranlassen, dieser thermalen Schwellung eine noch grössere Bedeutung zuzuschreiben, als bisher zugestanden worden ist.

Aber selbst wenn wir die Thermalhypothese in dieser Weise erweitern, genügt sie nicht, die beobachteten Phänomene der Gebirgsbildung zu erklären, und zwar sind es vor Allem folgende Erscheinungen, welche mit derselben unvereinbar scheinen (Punkt 3 und 4):

3. Die Gebirgsbildung ist relativ rasch, im Verhältnisse zur langen Dauer der Senkung sogar kataklismatisch.<sup>1)</sup>

4. Nach Reade müsste bis in beträchtliche Tiefe intensive Faltung eintreten. In der That trifft man aber mitunter nachweislich unter einem gefalteten Complexe ein ruhiges Grundgebirge, welches an der Faltung nicht theilgenommen hat. (Silur von Christiania, Weserkette etc.)<sup>2)</sup>

Diese Thatsache, sowie die relativ rasche Aufstauung zum Schlusse des Processes ist mit der mitgetheilten Anschauung nicht vereinbar.

### *Modification der Hypothese.*

Nehmen wir an, dass die jungen Sedimente horizontal oder in einer flachen Syncline abgelagert sind (Fig. 8), so werden sie durch die Erwärmung nach meiner Ansicht einfach aufgetrieben, wie Fig. 9 zeigt. Schichten von homogenem Material werden verdickt, verschiedenartiges Material aber wird local gefaltet. Wo Sedimente in grosser Mächtigkeit

---

<sup>1)</sup> Immerhin können Flüsse, welche über das Gebiet der Aufschwellung flossen, ihren Weg quer durch das sich erhebende Gebirge erzwingen und bewahren. Geikie: Geol., 1882, p. 917; Hutton: Trs. Austral. Assoc., 1890, p. 98.

<sup>2)</sup> Brögger: Silur, Christiania 1882, p. 221.

keit abgelagert wurden, ist die Expansion bedeutender, und es mag in diesem Falle eine buckelige Auftreibung vom Typus Uinta entstehen, doch entsteht auf keinen Fall ein typisches Faltgebirge mit einseitigem Bau.<sup>1)</sup>

Ganz anders stellen sich hingegen die Verhältnisse, wenn die Sedimente auf geneigter Unterlage ruhen, wie dies bei den meisten Küstensedimenten zutrifft.

Da die Sedimente sich in grösster Mächtigkeit nahe der Küste ablagern, entsteht eine gegen das offene Meer hin auskeilende Sedimentschicht. Dieser Schichtcomplex habe von Anfang eine Neigung von  $5^{\circ}$ . Infolge der Durchwärmung wird er nahe dem Continent, wo er dick ist, mächtig aufgetrieben, während die Intumescenz in der Richtung gegen den offenen Ocean, wo wenig Sedimente abgelagert wurden, immer geringer wird. Ist die Schichte nahe dem Continente um  $5\text{ km}$  aufgetrieben worden, während die Auftreibung im offenen Meere  $100\text{ km}$  von der Küste gering ist, so erhalten die gesammten Sedimente, welche mit  $5^{\circ}$  abgelagert wurden, nach erfolgter Durchwärmung eine Neigung von  $10^{\circ}$  gegen den Ocean.

Die Schichten, welche in den letzten Stadien der Seditirung das seichte Meer schon fast erfüllt, werden durch die Hebung über den Wasserspiegel aufgetrieben. Das Gleichgewicht wird unter dem Einflusse verschiedener Momente labil, und es treten gleitende Massenbewegungen ein. Ein Faltgebirge wird vom Lande gegen die marine Niederung vorgeschoben. Die gleitende Massenbewegung wird begünstigt durch die folgenden Momente:

---

<sup>1)</sup> Viele mächtige Complexe sind seit dem Archaischen nicht gefaltet worden: Finnland etc. In Canada liegt das Cambrische horizontal. Das Carbon von Neusüdwaales ist  $4\text{ km}$  mächtig und doch nicht gefaltet. Gondawanna, Indien ist  $4-7\text{ km}$  stark und ungefaltet. Andererseits sind oft wenig mächtige Schichten intensiv gefaltet (tertiäre Vorzonen). Beispiele bei F. Hutton: Oscill. earth's surface Trs. Austral. Assoc. Adv. Sc., 1890, p. 69.

a) Die Neigung der Sedimente.

b) Die Existenz plastischer Zwischenlagen (Schlamm, Mergel, Schiefer), welche das Gleiten begünstigen; mitunter besteht der ganze Complex aus plastischem Material.

c) Erschütterungen (Erdbeben).<sup>1)</sup>

d) Die Emersion der Schichten: der Auftrieb fällt weg, sobald die Massen auftauchen; die Gravitation wirkt intensiv und leitet tiefgreifende, gleitende Massenbewegungen ein.<sup>2)</sup>

In den eben emergirten Gebieten wirkt die Erosion mit wachsender Intensität. Die jüngsten marinen Schichten werden local überlagert von brackischen und Süßwassersedimenten, während im submarinen Gebiete junge marine Sedimente discordant über den älteren Bildungen sich absetzen.

### *Gleitfaltung; Experimente.*

Fig. 10 (Exp. 59). Ein Delta wurde unter Wasser aufgeschüttet, worauf die Basis mässig geneigt ( $10^0$ ) und zeitweise etwas erschüttert wurde. Während das Delta aus dem Wasser auftauchte, entstanden in dessen Oberfläche Risse, welche sich erweiterten, in der Weise, wie Grundriss Fig. 13—16 zeigt. Die Massen rückten gegen die Tiefe vor und wurden infolge dessen gefaltet, wie Profil Fig. 11, 12 zeigt.

Oberer Streifen Fig. 17 (Exp. 261) = Grundriss eines quadrirten Systems, darunter der Maassstab I—II = 2 dm. Die grauen Felder entsprachen ursprünglich den schwarzen

---

<sup>1)</sup> Verwerfungen, welche die Erdkruste durchsetzen, sowie locale Massenbewegungen veranlassen Beben, welche die labilen Massen weithin afficiren.

<sup>2)</sup> Reyer: Theor. Geologie, 1888, p. 409, 476, 814; Barlow: Q. Geol. Soc., 1888, p. 783, über seitlichen Druck gehobener Massen.

Feldern des Maassstabes, sind aber infolge der gleitenden Verschiebung dislocirt, und zwar gegen links gezerrt, rechts gestaut; vgl. Profil Fig. 18. Fig. 19 = Profil und Fig. 20 = Oberfläche einer quadrirten Schicht, welche vom Hügel gegen die Mulde abgleitet. Oben erfolgt Zerrung, in der Mulde erfolgt Faltung der Sedimente. Schwarze Basis stationär.

Die Schichten gleiten also vom Hochlande ab gegen die Tiefe, und hiedurch wird in den oberen Theilen Zerrung, in der Niederung aber Faltung erzeugt.

Wir imitiren in diesem Falle die natürlichen Verhältnisse, indem wir einfach die Gravitation wirken lassen, ohne eine Compression (Contraction) der Basis anzuwenden.

Nach meiner Ansicht wird die Faltung geneigter plastischer Schichten in vielen Fällen nicht durch die Contraction der Erde, sondern durch die Gravitation bewirkt.

Wenn man ein welliges Grundgebirge als Basis annimmt und hierüber unter Wasser Sedimente ablagert, dann Emersion und Beben wirken lässt, so tritt mehrfach Abgleiten der jungen Sedimente von den Antiklinen und Zusammenfallen in den Synklinen des Grundgebirges ein. Der ganze Landstrich kann von Zone zu Zone Faltenzüge aufweisen, und doch ist die Faltung durchaus nicht bedingt durch Contraction der Erde, sondern einfach durch oberflächliche Massenbewegung.

In Profil Fig. 21 (Exp. 262) wurden die Normalen in einem solchen Schichtsysteme eingezeichnet. Man sieht, wie das Abgleiten in den höheren Horizonten intensiv ist und gegen die Basis abnimmt (Analogie von Gleiten und Strömen plastischer, beziehungsweise liquider Massen).

Wenn der über eine schiefe Ebene abgleitende Complex sich in der Richtung des Gleitens überschiebt, so begreift es sich, dass ein in einer Syncline zusammengleitender Complex zwei einander entgegenstrebende Ueberschiebungen



aufweisen muss. Es entsteht eine Ueberfaltungsmulde.<sup>1)</sup> Während in einem einfachen Faltegebirge der Schub und die Ueberschiebung nach der gleichen Richtung hin erfolgt, ist in diesem Falle auch ein entgegengesetzter Schub beteiligt (Rückfaltung).

In Fig. 22 (Exp. 260) bewegt sich ein weit gegen links ansteigender plastischer Complex in der Richtung gegen rechts. Der Schub ist in diesem Falle so intensiv, dass die Massen sogar über den nächsten flachen Buckel vorgestossen werden.

Die mechanische Möglichkeit der Gleitfaltung wurde erörtert. Es erübrigt hier zu betonen, dass die Experimente im kleinen Maassstabe und mit plastischem Materiale unter dem Einflusse der Gravitation Deformationen erzeugen, welche jenen der Faltegebirge analog sind.

Gilbert und Suess heben hervor, dass die Faltung oft nachweislich ein oberflächlicher Process ist, und Suess betont treffend, dass es den Eindruck mache, als hätten die obersten Schichten der Erde eine grössere Tendenz zur Bewegung als die tieferen Schichten,<sup>2)</sup> was unter Anderem aus der Ueberschiebung der höheren Partien über die tiefen zu erschliessen ist.

Besonders bedeutungsvoll erscheinen mir die folgenden Thatsachen:

1. Die Ueberschiebung strebt in der Richtung gegen die Landdepression;
2. die Falten beruhigen sich gegen das ebene Land;
3. sie stauen sich vor Hindernissen;
4. Querbrüche, welche das Faltegebirge durchsetzen, entsprechen dem Gefälle, welches das Grundgebirge aufweist.

---

<sup>1)</sup> Heim's Untersuchung über die Glarner Doppelfalte; Heim-Margerie: Disloc., 1888, p. 85; Reyer: Theor. Geol., 1888, Exp., Fig. 334.

<sup>2)</sup> Suess: Alpen, 1875, p. 153.

Diese und andere Momente sind mechanisch nur verständlich, wenn man die Faltung als ein durch die Gravitation bedingtes Gleitphänomen auffasst.

Die Experimente zeigen in der That, dass, wenn nur plastische Basal- und Zwischenschichten existiren und wenn die Massen beträchtlich waren, bei geringem Neigungswinkel spontan, insbesondere aber wenn Erschütterung mitwirkt, Faltungen sich vollziehen, welche auch starre eingeschaltete Schichten bewältigen. Die Resultate gleichen den natürlichen Phänomenen in so vielen Beziehungen, dass man wohl berechtigt ist, die natürliche Faltung, wenigstens in vielen Fällen, als ein Gleitphänomen zu deuten.

Charakter und Maass der Faltung wird bestimmt durch:

1. den Charakter der Sedimente und der Einschaltungen;
2. durch die Beschaffenheit des Vorlandes (Hochland oder Horst);<sup>1)</sup>
3. durch die Neigung der Gleitflächen.

### *Auslaufen der Falten.*

Wo geneigte, sich faltende Schichten gegen die Ebene verlaufen, beruhigen sich die Falten allmählig.

Wenn die oberflächlichen Schichten hart sind, tritt die Faltung auch an der Oberfläche deutlich auf. Wo hingegen die obersten Schichten aus sehr plastischem Materiale bestehen, vollziehen sich oberflächlich nur verworrene Massenbewegungen, ohne dass das Relief besonders prägnant würde. Unter solchen Umständen kann in der Tiefe intensive Faltung herrschen, während die Oberfläche nur eine unbedeutende Schwellung aufweist.

---

<sup>1)</sup> Vgl. Suess: Alpen, p. 63.

Die Oberfläche,<sup>1)</sup> Profil Fig. 23 (Exp. 251), hat noch weniger Neigung als die Gleitbasis. Die Normalen sind links wenig, rechts aber intensiv deformirt und in der Richtung des Schubes vorgebogen und vorgeschoben. Oberhalb der Figur ist der ursprüngliche Maassstab notirt; 40 ist nach 40*a* gewandert, 60 nach 60*a*. Die Gypsschicht in der Mitte des Complexes ist stark gefaltet, die Schichte an der Basis wirft nur flache Wellen.

Die Experimente lehren, dass man aus der Haltung in der Tiefe durchaus nicht auf die Beschaffenheit der Oberfläche schliessen kann, und dass tief erodirte Gebirge mit steiler Faltung ursprünglich kein besonders markantes Relief gehabt haben müssen.

Die Intensität der Faltung hängt ab von Plasticität und Gefälle. Die stärkste Faltung erfolgt, wo das Gefälle sich rasch vermindert, oder wo die Falten gegen einen Horst sich stauen.

Fig. 24 (Exp. 270) zeigt eine intensiv überschobene Partie eines gegen die Ebene vorstossenden Faltgebirges. Verkürzung (Schub) von 1 auf 0.3. Ein Schacht durchfährt bei I, II, III dieselbe Schichte dreimal beziehungsweise einmal, und zwar in einer Länge von 130, 50, 230 *m*, wenn wir die ursprüngliche Dicke der weissen Schicht bei III = 50 *m* setzen.

Profil Fig. 25 = flache Ueberschiebung in hochplastischem (breiigem) Materiale.

In vielen Faltgebirgen beobachtet man diese liegenden Isoklinfalten und entnimmt aus der Neigung der Axe die Richtung des Schubes (siehe Capitel „Ueberschiebung“).

Wenn die sich faltenden Schichten nicht gegen die Ebene verlaufen, sondern gegen eine Verwerfung oder gegen einen Horst stossen, vollzieht sich vor diesem Hindernisse

---

<sup>1)</sup> Ursprüngliche Länge des dargestellten Stückes = 0.8 *m*.

eine Stauung: Fig. 26 (Exp. 294) Basis und Horst schwarz. Das Material war sehr weich (Punktirung = ursprüngliche Lage der Oberfläche). Der Schichtcomplex hat nahe dem Horst durch Stauung dreifache Mächtigkeit erlangt.

Fig. 27 (Exp. 290) Gleitbasis schwarz. Die schwarze, gefaltete Schicht war ursprünglich etwa  $10^0$  von 40 (links) gegen 100 (rechts) geneigt.

Die Schichten setzten sich weit gegen links fort; ich habe nur eine Partie gezeichnet. Normaldistanz (an der Basis) 20 *cm*. Setzen wir in diesem Falle 1 *dm* = 1 *km* und nehmen wir an, die Meeresfläche stünde rechts wenig über 100, so erhalten wir folgende Verhältnisse: Theilstrich 80 hat sich gegen rechts vorwärts bewegt um 2.5 *km*; 60 und 40 sind vorgewandert um 4, beziehungsweise 5 *km*. Die schwarze Schichte bei 100 hat sich gehoben von 0 bis 1200 *m*, die Schicht hinter 80 (Basis) hat sich gehoben von 1000 auf 1500 *m*. Die Partien zu oberst der Gleitfläche sind entsprechend abgesunken. Mit anderen Worten: infolge der Emersion links ist rechts ein gegen den Horst stossendes Falgebirge entstanden, welches bis 1500 *m* über das Meer aufragt, während vor der Faltung hier ein seichtes Meer existirte.

### *Betrag des Schubes.*

Wenn man ein Falgebirge im Ganzen überblickt, unterscheidet man verschiedene Zonen mit sehr verschiedenem Betrage des Schubes (Schichtverkürzung). Am geringsten ist der Schub in den flachliegenden Theilen, welche im ursprünglich hohen Hinterlande des Falgebirges anstehen, sowie in dem Gebiete, in welchem die Faltung gegen das ruhige Tiefland ausläuft.

Intensiv dagegen ist die Faltung im unteren Theile der Gleitebene und im Falle ein Horst entgegensteht, unmittelbar vor diesem.

In den Alpen sind die Schichten auf weite Strecken von 1 auf 0·5 zusammengeschoben (Heim); im stark gefalteten Gebiete der Appalachen sind sie von 1 auf 0·6 und 0·5 verkürzt.<sup>1)</sup>

Im Faltgebirge von Christiania sind die Schichten auf 0·46 zusammengeschoben<sup>2)</sup> etc. Im Kreidebassin von Paris dagegen und im westlichen Vorlande der Appalachen sind die auslaufenden Falten so flach, dass man die Neigung der Schenkel mit freiem Auge kaum constatiren kann.

Bei Veranschlagung des Betrages der Faltung sollten bei zusammengesetzten Gebirgen die verschiedenalterigen Zonen getrennt behandelt werden. Man erhält kein richtiges Bild, wenn man die Faltung der Nordalpen und die Aufrichtung im Gebiete des Granitmassivs einfach addirt. Es empfiehlt sich, in diesem Falle gesondert zu betrachten:

1. die mesozoischen alten Aufrichtungen in der mittleren Zone, welche zum Theile durch das Anwachsen der Intrusivmassen, zum Theile durch Gleitungen innerhalb der Depressionen bedingt und regional beschränkt sind;

2. die junge generelle Gleitfaltung, welche die mesozoischen Sedimente und die Flyschzone im Norden in toto beherrscht;

3. ist zu sondern das Bruchgebiet der Südalpen, in welchem die Faltung nur strichweise eine Rolle spielt.

### *Plasticität der Materialien; Tiefe der Faltung.*

Die Resultate der Experimente sind analog den Phänomenen der Natur. Trotzdem werden sich Viele der Gleitfaltungshypothese gegenüber ablehnend verhalten, weil sie ein Abgleiten der starren, felsigen Schichten über eine schiefe

---

) Ashburner, Claypole, Lesley: Rep. A. A. Geol. Survey., Pa. 1883 und F. 2, pag. 40.

<sup>2)</sup> Brögger: Silur, Christiania 1882, p. 227.

Ebene von geringem Gefälle und eine intensive Faltung infolge der Gravitation nicht plausibel finden. Man constatirt Massenbewegungen und Schlipfe bei  $10^0$  Neigung, doch ist Niemand geneigt, die Entstehung der Faltgebirge auf ähnliche Vorgänge zurückzuführen.

Zur Stütze der Gleithypothese hebe ich hervor, dass Schlamm, Mergel, Thonschiefer etc. relativ unbedeutenden Druckdifferenzen nachgeben, und dass solche Materialien an der Basis starrer Complexe, sowie zwischen starren Straten zu treffend sind.

Ferner ist zu beachten, dass die nicht emergirten und nicht metamorphosirten Schichtsysteme zum grossen Theile aus derartigen plastischen Materialien bestehen.

Die Schlammeruptionen des Apennin zeigen uns, welche Rolle solche hochplastische Substanzen in sich deformirenden Systemen spielen. Sie entweichen in Form von Schlamm-eruptionen, wenn infolge von Massenbewegung und Faltung in den hangenden starren Schichten Rupturen entstehen.

Die Existenz dieser plastischen Materialien vermittelt nach meiner Ansicht das Abgleiten mächtiger Schichtsysteme.

Die Tiefe, bis zu welcher die faltige Deformation reicht, schwankt innerhalb weiter Grenzen. In manchen Fällen ist der abgleitende Complex unbedeutend, und man sieht darunter ältere Massen als ruhige Basis anstehen. Ich verweise auf Brögger,<sup>1)</sup> welcher zeigt, dass das steil gefaltete und überschobene Silur von Christiania auf einem starren Grundgebirge aufruhet, welches sich an der Faltung nicht betheiliget hat.

Ebenso liegt im Wesergebirge der jurassische gefaltete Complex auf einer gleichmässig gegen Nord geneigten mesozoischen Basis (Flexur), über welche er nach meiner Ansicht abgeglitten ist.

---

<sup>1)</sup> Silur, Christiania 1882, p. 221.

Man kann in solchen Fällen weder die Erdcontraction zu Hilfe rufen, noch eine Concentration der thermischen Expansion behaupten, sondern wird die Faltung wohl einfach als ein durch die Gravitation bedingtes Gleitphänomen auffassen müssen.

Wie in den Experimenten, so ergreift auch in der Natur die Faltung oft nur einen bestimmten Complex, welcher auf einer geneigten Basis aufruht.

Anders liegen jedoch die Verhältnisse, wenn auch die Schichten der Basis bis in grosse Tiefe etwa dieselbe Plasticität besitzen wie die hangenden Schichten, welche zu einem Faltgebirge gestaut werden. In diesem Falle werden die basalen Schichten sich in abnehmendem Grade deformiren, wenn sie auch nicht die gleitende Bewegung der Hangend-schichten mitmachen können, weil sie unter dem Niveau des Tieflandes liegen, gegen welches die hangenden Schichten abgleiten. Sie sind aber immerhin den Druckdifferenzen der über ihnen sich faltenden Schichten ausgesetzt und accom-modiren sich denselben.

Links in Fig. 28 ist in zarten Tönen die ursprüngliche Lage der Schichten notirt, daneben sieht man in kräftigen Tönen die gegen rechts vorrückenden Massen nach erfolgter Faltung. Die Oberfläche ist infolge der Stauung gehoben, die tiefen Schichten aber sind infolge des Druckes deprimirt. Distanz der Normalen = 0.1 m.

Der Eindruck, welchen die hangenden Massen auf die liegenden Schichten ausüben, muss mit der Tiefe rasch abnehmen. Wie in tiefem Wasser die Amplitude der Wogen gegen die Tiefe sich verringert, so auch in Faltgebirgen unter der Voraussetzung, dass die Schichten in allen Hori-zonten dieselbe Plasticität besitzen.<sup>1)</sup>

---

<sup>1)</sup> Je stärker der Druck, um so flacher die Wellen. Lapworth: Geol. Mag., 1883, p. 242.

Trefflich bringt Ch. Ashburner diese Thatsache in den Profilen durch die Anthracitmulde von Pa. zum Ausdrucke, deren tiefste hypothetische Partien immer flachere Wogen werfen. Es wäre unrichtig, wollte man die Faltung mit gleichem Charakter bis in beliebige Tiefe fortsetzen lassen. Die Abnahme der Faltung kann schon aus den vorliegenden Bergwerksaufschlüssen entnommen werden, und man wird wohl mit Recht eine vollkommene Beruhigung der liegenden Schichten in namhafter Tiefe annehmen dürfen.

### *Genesis der Faltgebirge.*

Während Reade die Faltung als Folge der Thermalpression betrachtet, glaube ich auf Grund der vorliegenden Experimente einen anderen causalen Zusammenhang behaupten zu dürfen.

Wenn flach liegende Schichten durchwärmt werden, erfolgt nach meiner Ansicht eine einfache epirische Hebung. Die Expansion in den tieferen Partien mag local ein oder die andere Auftreibung vom Typus Uinta verursachen. Ein eigentliches Faltgebirge vom Typus der Appalachen kann aber unter diesen Verhältnissen nicht entstehen.

Werden hingegen geneigte Schichten infolge der Durchwärmung gehoben, so tritt Gleitfaltung ein.

Mässige Massenbewegungen und Faltungen sind gewiss auch möglich, ohne dass Emersion mitwirkt. Insbesondere dürften Deltasedimente leicht durch Störungen des Gleichgewichtes dislocirt werden. In diesem Falle lagern sich jüngere marine Sedimente in situ discordant über den älteren Massen, ohne dass sie von den letzteren durch eine Emersions- und Erosionsphase getrennt wären. Viele Faltgebirge aber zeigen, dass die Hebung und Faltung von Emersion begleitet war.<sup>1)</sup>

---

<sup>1)</sup> Appalachen, Alpen, Jura, Faltgebirge von Christiania, Rocky Mts. Emmons: Leadville, 1886, p. 19, 32.



Ich schliesse hieraus, dass die Emersion eine wesentliche Bedingung der Faltung ist.

Meine Vorstellung wird durch Fig. 29 erläutert: Im Senkungsfelde setzen sich Sedimente ab, die Durchwärmung treibt die Sedimente bis zur punktierten Linie auf. Infolge der Emersion vollzieht sich eine gleitende Bewegung, welche das Falgebirge Fig. 30 erzeugt.  $o$  hat sich in Fig. 30 bedeutend gehoben, während das Hinterland infolge des Abgleitens von Sedimenten zum Theile entblösst wurde.

Während ursprünglich eine namhafte Emersion bei  $s$  sich zeigte, resultirt schliesslich in einiger Entfernung von der Küste das Falgebirge  $o$  (Fig. 30). Diese Auftreibung bei  $o$  ist verursacht durch das Abgleiten des Complexes von  $s$  gegen  $o$ , und dieses Abgleiten ist bedingt durch die Emersion bei  $s$  (Fig. 29, 30).

Der Punkt  $s$  (Fig. 31) hat zuerst infolge der Durchwärmung den Weg  $ss^1$ , dann infolge der gleitenden Deformation den Weg  $s^1s^{11}$  zurückgelegt, und der Schwerpunkt des ganzen Complexes vollzieht eine analoge Wanderung.

Der Punktweg hat im einfachsten Falle die Gestalt Fig. 31, meist erfolgt aber nach der ersten Hebung eine gleitende Verschiebung, dann wieder Hebung etc., etwa wie Fig. 32 zeigt.

Das Falgebirge ist also nach meiner Ansicht nicht schlechtweg eine Auftreibung in loco, sondern eine durch abgleitende Verschiebung bedingte secundäre Aufstauung.

Die Energie der ursprünglich thermalen Hebung wird verwendet:

1. zu Deformation, Metamorphose und Erwärmung;
2. zu jener Massenbewegung, welche an Stelle der ursprünglichen Hebung eine Auftreibung im Nachbargebiete bewirkt.

Je weicher das Material, desto kleiner wird der Gleitwinkel, das ist der Winkel zwischen Horizont und Gleitbahn.

Locale Auftreibung in einer schlammigen Masse verursacht eine nivellirende Massenbewegung, bei welcher die Auftreibung im Niederlande nahezu äquivalent ist der Senkung im Hochlande. Starrplastische Massen mit bedeutendem Gleitwinkel treiben dagegen im Niederlande ein Gebirge auf, dessen Höhe im Vergleiche mit der ursprünglichen epirischen Hebung um so geringer ist, je starrer das Material war.

Je mehr Energie für Deformation verbraucht wird, um so unbedeutender wird die Auftreibung des Gebirges sein im Vergleiche mit der ursprünglichen Auftreibung. Je weniger Energie in solcher Art consumirt wird, um so höher wird die zweite Auftreibung aufragen, ohne jedoch den Horizont der ersten Auftreibung zu erreichen.

Die Faltung hat zur Folge, dass

1. ein Theil der Energie in Wärme umgesetzt wird;
2. der gefaltete Complex infolge der aus der Tiefe aufsteigenden Wärme im Laufe der Zeit aufgetrieben wird.

Es ist zu beachten, dass in vielen Gebirgen Discordanzen in mehreren Horizonten nachgewiesen sind. Auch die jungen Sedimente, welche nach der Hauptfaltung abgelagert wurden (zum Theile brackische und terrestre Sedimente), weisen eine neuerliche und nachträgliche Hebung und Faltung auf. Diese Erscheinung erklärt sich, wenn man die anhaltende Aenderung aller, insbesondere der thermischen Verhältnisse beachtet (siehe unten).

Ein Widerspruch der Theorie scheint darin zu liegen, dass in vielen Fällen das alte hypothetische Hochland hinter dem Falgebirge<sup>1)</sup> fehlt und statt dessen ein terrestres oder marines Senkungsfeld vorliegt.<sup>2)</sup>

---

<sup>1)</sup> Von welchem aus der Schub wirkt.

<sup>2)</sup> Treffliche Charakteristik F. v. Richthofen in Neumayer's Wiss. Beob., 1888, p. 163.

Verfolgen wir aber den Process weiter, so schwindet der Widerspruch, und wir finden, dass die beobachteten Beziehungen, welche so befremdlich scheinen, schliesslich resultiren müssen:

Senkung infolge der Erosion.

Abkühlung eines Theiles der Erdoberfläche bewirkt Depression derselben. Die Erosion muss denselben Effect haben.<sup>1)</sup> Wenn 1 *km* abgetragen wird, ist die Temperatur der neuen Oberfläche um 30<sup>0</sup> niedriger, als sie vor der Erosion war. Diese Abkühlung pflanzt sich langsam gegen die Tiefe fort, und das erodirte Land senkt sich.

Nachdem die Gleitfaltung in Fig. 30 sich vollzogen hat, senkt sich das schwarze, von Sedimenten bedeckte Hochland zur Linken, es bildet sich hier ein Bruchfeld.

Das erwähnte Auftreten eines Senkungsfeldes im Rücken eines Falgebirges ist eine gemeine Erscheinung.

Die Faltungen des Jura verlaufen gegen die französische Ebene; die Schichten sind in dieser Richtung geschoben worden, hinter dem Jura aber liegt das Senkungsfeld von Neuchatel. Hier standen nach meiner Ansicht die Schichten in hohem Horizonte an, sie sind nach erfolgtem Faltungsschube infolge der Erosionskühlung abgesunken. In gleicher Weise erhob sich im Est der Appalachen zum Schlusse des Paläozoischen ein Land, von welchem die gewaltigen Detritusmassen der paläozoischen Schichten dieses Gebirges stammen. Zum Schlusse des Carbon erfolgte die Emersion, der paläozoische Complex wurde gegen das westliche Niederland vorgeschoben, hier staute sich das appalachische Gebirge auf. In der folgenden Zeit versank das tief abgetragene Land in Est (infolge der Erosionskühlung), und an seine Stelle trat das vom atlantischen Meere bedeckte Senkungsfeld.

---

<sup>1)</sup> Aenderung der Isothermen infolge von Vereisung muss Senkung bewirken. Denselben Effect hat die Erosion. Hutton: 1872 und Trs. Austral. Assoc. Adv. Sc., 1890, p. 86; L. Morgan: Geol. Mag., 1888, p. 292.

Im Laufe des Processes haben also die benachbarten Schollen die Rollen getauscht: das alte Senkungsfeld mit seinen mächtigen Sedimenten hat sich zu einem Falgebirge gestaut, während das alte Hochland erodirt und versunken ist.

Bestanden schon im ersten Stadium Längsrupturen, nach welchen die marine Scholle sich von der terrestren trennte, so werden diese alten Rupturen jetzt neu belebt, und nach ihnen vollzieht sich eine entgegengesetzte Bewegung; dazu treten neue Rupturen im Grenzgebiete.

Diese gegensätzliche Bewegung, welche die alte tektonische Beziehung beider Schollen zerstört, erschwert die Beweisführung. Man kann zwar nachweisen, dass im Gebiete des heutigen Bruchfeldes einst ein Land aufragte, welches seinen Detritus dem alten marinen Senkungsfelde zusandte; wir ersehen auch aus der Richtung der Faltung, dass der Schub von dieser Seite kam. Die Gleitbasis mit ihrem ursprünglichen Neigungswinkel bleibt aber nicht erhalten. Das hohe Hinterland wird erodirt und sinkt in Schollen aufgelöst nieder, und die Basis des neuen Falgebirges wird infolge der Durchwärmung gleichzeitig gehoben, sodass wir nicht im Stande sind, die ursprüngliche Neigung der Schichten zu reconstruieren.

Dazu kommt schliesslich, dass der ursprünglich hohe, später aber versinkende Flügel von jungen terrestren oder marinen Sedimenten oder von Eruptivmassen bedeckt und der Beobachtung entzogen wird.

Will man die ursprüngliche Neigung des Hinterlandes eines Falgebirges kennen lernen, so darf man nicht in den heute hoch aufragenden Falgebirgen nachforschen, sondern muss Gebiete aufsuchen, in welchen Falgebirge heute entstehen, also Küstengebiete, in welchen unfern des Landes einzelne Inseln liegen, welche aus flach gefalteten recenten Sedimenten bestehen. Falls die Gleittheorie richtig ist, muss es hier auf Grundlage genauer Vermessungen gelingen, eine

successive (von Beben begleitete) Entfernung der Inseln von der Küste zu constatiren.<sup>1)</sup>

Die Böschung des Meeresbodens aber wird uns in solchen Fällen vertraut machen mit den Neigungsverhältnissen, welche der Gleitfaltung günstig sind.

## VI. Deformation infolge von Eruption.

Eruptivmassen können Faltung erzeugen:

1. infolge von Belastung (siehe oben Fig. 1—3);
2. können durch die schiebende Bewegung vor der Stromstirn vorgelagerte Sedimente faltig gestaut werden, wie Moränen vor einem Gletscher (Parallelprofile Fig. 33—34, Masse rechts = Stromstirn);
3. die dritte Art der Eruptivfaltung ist die Intrusivfaltung.

Wenn ein Eruptivfladen von Sedimenten bedeckt wird und im noch plastischen Fladen Nachschübe erfolgen, oder wenn eine Eruptivmasse in eine schlammige Schichte als Lagergang eindringt und dann intrusiv anwächst, werden die Sedimente gehoben, gesprengt und lateral abgeschoben, wie ich gezeigt habe. In Fig. 35 (Exp. 179) wurde Aufrichtung, beziehungsweise Ueberschiebung bewirkt.

Analog Fig. 36, einseitiges Massiv, und Fig. 37, Massivdecke mit einseitiger Ueberschiebung. Fig. 38 Massivdecke mit beiderseitiger Aufrichtung der Sedimente.

Je nach Consistenz der Eruptivmassen und der Sedimente sind die Resultate verschieden. Bei steifem Materiale entsteht steile Aufkuppung; ist das Magma sehr liquid, so

---

<sup>1)</sup> Eine anhaltende Hebung ist nicht zu erwarten; wenn der Complex vorrückt, kann unter Umständen und vorübergehend auch eine Senkung eintreten, welche grösser ist als die durch Stauung bewirkte Auftreibung der Massen.

tritt das merkwürdige Phänomen ein, dass die Contactfläche steil steht oder übergekippt ist, während die Oberfläche eine Ebene von geringer Neigung bildet. In Fig. 39, 40 (Exp. 134) hat die Contactfläche, das ist die ursprüngliche Oberfläche der Eruptivmasse, niemals einen Luftsattel gebildet, wie man bisher in analogen Fällen annahm, sondern die gesammte Oberfläche war immer horizontal, während die Contactfläche steil einschiesst.

4. Von noch grösserer Bedeutung als die Intrusivfaltung ist jene Deformation, welche die ganze Erdkruste in Gebieten namhafter Förderung ergreift.

a) Die Förderung des Magmas hat unter Umständen ein namhaftes Nachsinken der Erdkruste zur Folge.<sup>1)</sup> Es entstehen Bruch- und Senkungsfelder, welche durch Eruptivmassen gefüllt werden.

Dabei ereignen sich gegensätzliche Niveauänderungen. Die ursprüngliche Erdoberfläche senkt sich, die Eruptivmassen häufen sich local um die Eruptivöffnungen und ragen hier bald viel höher auf, als die Erdkruste vor erfolgter Senkung.

Wenn die Eruption in einem seichten Meere begann, zeigt es sich, dass das Meer in weitem Umkreise tiefer wird, während im Gebiete der Eruptivstelle vulcanische Inseln auftauchen.

Die Senkung der Erdkruste wird nach meiner Ansicht immer viel geringer sein, als die geförderten Eruptivmassen erwarten lassen. Für einen Cubikkilometer gefördertes Magma wird eine Senkung von viel geringerem Betrage, ja unter Umständen gar keine Senkung erfolgen, ein Resultat, welches sich auf folgende Ueberlegung stützt.

Infolge einer Spaltbildung in der Kruste wird die magmatische Tiefe local erweicht, das Magma schießt empor und befreit das angrenzende noch starre Magma vom herr-

---

<sup>1)</sup> Darwin cit. Fisher: Phil. Mag., 1875.

schenden Drucke. Diese Druckminderung trifft auch die überlagernden Massen der Erdkruste, welche zwar starr sind, ohne sich jedoch zu verflüssigen. Je länger die Eruptivförderung andauert, desto weiter greift diese Lockerung des molecularen Gefüges. Nach Schluss der Eruption tritt allerdings Erstarrung ein, aber sicher nicht jene hohe Compression, welche vor der Eruption herrschte. Das Magma in der Tiefe ist eben kein Liquidum, sondern eine starrplastische Substanz, und in einer solchen können sich namhafte Tensionsdifferenzen erhalten. Erfolgt aber ein Ausgleich, so vollzieht sich dieser jedenfalls erst innerhalb langer Zeiträume.

So kann der Substanzverlust innerhalb gewisser Grenzen durch Auflockerung der umliegenden Massen ausgeglichen werden, und jedenfalls bleibt die Senkung der Erdkruste immer geringer als der Substanzverlust in der Tiefe.

b) Eine fernere Beeinflussung der Erdkruste liegt in der Verflüssigung des Magma, welche mit Intumescenz verbunden ist, und andererseits in der Erstarrungscontraction, wodurch unbedeutende Deformationen der Kruste (Hebung und Senkung) verursacht werden.

Die Eruptivgebiete würden infolge der genannten Vorgänge im Wesentlichen Senkungsgebiete darstellen, aus welchen die Eruptivgipfel aufragen.

Nun tritt aber noch ein wesentliches Deformationsmoment hinzu, infolge dessen viele Eruptivgebiete schliesslich in hohes Festland verwandelt werden.

c) Das Eruptivgebiet wird von vielen Gängen durchsetzt, in welchen durch lange Zeit glühendes Magma gefördert wird, die heissen Ergüsse aber lagern sich als Decken und Kuppen an der Erdoberfläche ab. Hiedurch wird die Erdkruste im Eruptivgebiete allmähig durchwärmt, und zwar viel intensiver, als wenn nur Sedimente sich abgelagert hätten. So erklärt es sich natürlich, dass jene Gebiete, in welchen anhaltend Eruptivmassen sich ablagerten, successive aus

dem Meere auftauchen und schliesslich als hohe Gebirge aufragen.

Die Eruptivmassen, welche so wesentlichen Antheil am Aufbaue gewisser Gebirge oder wenigstens einer Zone eines Gebirges haben, wurden zum Theile lange vor dem Beginne der Verlandung gefördert.

Die jüngeren Förderungen und intrusiven Nachschübe stammen aus einer Zeit, in welcher die Verlandung begann, und die eruptive Thätigkeit kommt in vielen Fällen erst zum Abschlusse, nachdem das Gebiet infolge der Thermalhebung zu einem Hochlande umgewandelt worden.<sup>1)</sup>

Bei der so häufigen Combination von Faltungs- und Eruptivgebirgen mag die Verlandung beider Gebiete gleichzeitig oder successive vor sich gehen. Beispielsweise erörtere ich die Bildung eines Faltgebirges, welchem sich später ein verlandeter Eruptivflügel anschliesst. Die Sedimente in Fig. 29, 30 werden durchwärmt und heben sich, es bildet sich ein Faltungsgebirge. Die continentale Hochscholle wird erodirt, und es tritt hier Senkung infolge der Abkühlung ein. Die Tensionsdifferenz zwischen Hebungs- und Senkungsgebiet bewirkt tiefe Rupturen, aus welchen Magma empordringt. Massenergüsse (Massivs und Vulcanreihen) erheben sich auf dem sinkenden Flügel (Fig. 41). Infolge des Abgleitens ist auch das Gebiet *s* entblösst worden und verfällt der Abkühlungssenkung. Auch diese Zone mag sich dem eruptiven Senkungsfelde angliedern, während der Faltungsflügel sich infolge der Thermalexpansion hebt.

Endlich gewinnt auch im Eruptivflügel die Thermalhebung die Herrschaft. Es resultirt ein Faltgebirge, an welches sich ein Eruptivgebirge angliedert (Fig. 42).

Die beobachteten Beziehungen zwischen Eruptiv- und Faltgebirgen scheinen mir durch die Contractionshypothese

---

<sup>1)</sup> Centralalpen, Japan, Anden etc.  
Reyer, Ursachen der Deformationen.



unerklärbar, während die Hypothese von Babbage-Hall-Reade eine genügende Erklärung liefert, wenn man die Durchwärmung des starren Magma in Rechnung zieht und statt der Compressionsfaltung die durch Gravitation verursachte Gleitfaltung substituirt.

*Aequilibrium in der Erdkruste.*

Zeitliche und regionale Differenzen der Gebirgsbildung<sup>1)</sup> erklären sich aus regional verschiedener Vorgeschichte. Ist die Sedimentirung in einem Gebiete stärker als im benachbarten, so erfolgt hier die Durchwärmung früher. Ein Streifen des Gebirges baut sich auf, während die Sedimentirung im Nachbargebiete anhält. Ist die Mächtigkeit der Sedimente hier gleichfalls bedeutend geworden, so erfolgt auch hier Schwellung und Gleitfaltung, und es reiht sich ein Gebirgstreifen an, welcher jünger ist, in Bezug auf Genesis, Tektonik und Relief aber sich von dem älteren Streifen wenig unterscheidet.

Der Ausgleich des Reliefs jener Gebiete, in welchen Hebung, Verwerfung, Faltung, Eruption riesige Niveaudifferenzen bedingen, ist augenfällig und wird zum Theile durch Gravitation, zum Theile durch Erosion bedingt:

1. werden die höher aufragenden Massen stärker erodirt;
2. gleiten die ursprünglich höher liegenden Sedimente gegen die Niederung und stauen sich hier faltig auf;<sup>2)</sup>
3. werden weitgreifende Störungen des Aequilibriums durch plastische Deformation des Erdkörpers im Laufe der Zeit ausgeglichen.

So kommt es, dass die Gebirge ein gewisses typisches Profil aufweisen, und dass sie eine durch die Breite (Basis) bedingte Maximalhöhe nicht überschreiten können.

---

<sup>1)</sup> Mojsisovics: Dolomitriffe v. Tirol, 1878, p. 109.

<sup>2)</sup> Siehe Penck: Brenner, Z. d. Alpenvereins, 1887.

Jeder kosmische Körper weist ein durch Erosion und Gravitation bedingtes Reliefmaximum auf.

*Deformation in der Tiefe.*

Wenn local in der Erdkruste oder im starren Magma eine namhafte Tensionsdifferenz eintritt,<sup>1)</sup> schreitet die Tensionsdifferenz nach sphäroidalen Flächen fort (Sphäroid von gleicher Tension = Isotense). In Körpern von geringer Elasticität ist die Wirkung begrenzt.

Beispiel: A) Der Druck, welchen eine Mauer auf sandigen Grund ausübt, und die hiedurch bedingte Verdichtung des Untergrundes ist in mässiger Entfernung vom Fundamente nicht mehr nachweisbar.

B) Wenn in der Tiefe einer Sandmasse ein Substanzdefect stattfindet, rücken die hangenden Sandmassen nach, es entsteht ein sphäroides Gebiet, in welchem die Sandkörner weniger dicht gelagert sind. Diese sphärische Masse übt einen Druck auf die Basis; die Sandmassen oberhalb der Lockerungssphäre sind aber nicht afficirt.

Das Niederbrechen der Gesteine in Bergwerken und die Auflockerung im Hangenden sind chronische Processe, welche oft nach langer Zeit in gewisser Distanz von der ursprünglichen Störung zum Stillstande kommen.

Analog werden Belastung und Entlastung eine langsam sich fortpflanzende Verdichtung, beziehungsweise Lockerung bewirken, welche an einer bestimmten Stelle zum Stillstande kommen.

Es ist unrichtig, wenn die Onerarhypothese behauptet, jede Sedimentirung bewirke Deformation der Erdkruste. Ein seichtes Meer mag ganz von Sedimenten erfüllt und verlandet werden, ohne dass Senkung eintritt. Eine ausgedehnte, mäch-

---

<sup>1)</sup> Infolge von Belastung, Entlastung, Substanzverlust oder Zunahme etc.

tige Ablagerung, welche ein Meer von namhafter Tiefe voraussetzt, bewirkt dagegen sicher Deformation der Erdkruste.

In Fig. 43 erfolgt eine namhafte Belastung mit hellen Sedimenten und die Kruste senkt sich. Der Druck auf die magmatischen Partien wird effectvoll im Gebiete geringsten Widerstandes. Da die marine Kruste wahrscheinlich dichter und dicker ist als die terrestre, dürfte die Senkung der Scholle eine geringe Auftreibung der terrestrischen Scholle (rechts) bewirken, während im marinen Gebiete (links) wenig Deformation stattfindet. Diese Deformation im Belastungsgebiete und im Grenzgebiete beginnt erst bei bedeutender Belastung und wird auch nur innerhalb gewisser Grenzen einen Spannungsausgleich bewirken, wodurch das Aequilibrium zwischen den benachbarten Erdradien hergestellt wird, soweit die Starrheit der Materialien dies gestattet. Gewiss können in Körpern von so grosser Starrheit bedeutende Tensionsdifferenzen stabil sein.

#### *Concurrenz der Thermal- und Onerartheorie.*

Vielfach scheinen diese zwei Theorien entgegengesetzte Resultate zu liefern. Die Einen sagen zum Beispiel: erodirte Gebiete müssen sinken infolge der Kühlung, die Anderen behaupten, sie müssen sich heben infolge der Entlastung.

Ich glaube jedoch, dass nur eine falsche Interpretation zu Widersprüchen führt. Beide Ursachen sind coexistent, beide Theorien concurriren und ergänzen einander. Wenn man im Auge behält, dass diese Prozesse lange Zeiträume brauchen, und dass die Tensionsdifferenz nur innerhalb gewisser Grenzen einen Ausgleich bewirkt, entfallen die scheinbaren Widersprüche.

Depression der Erdkruste kann, wie erwähnt, überhaupt nur bei namhafter Belastung, also im Meere von namhafter Tiefe platzgreifen, und auch in diesem Falle wird sich das

Senkungsfeld nicht in infinitum senken,<sup>1)</sup> während das benachbarte Festland infolge der Entlastung ebenso infinit sich hebt. Beide Prozesse haben ihren natürlichen Abschluss. Die marine Scholle senkt sich bedeutend, während die terrestre Scholle sich wenig hebt. Beide Gebiete aber kommen zum Stillstande, selbst wenn noch namhafte Tensionsdifferenzen bestehen.

Man hat wohl daran gedacht, dass die Tendenz bestehe, nach den verschiedenen Erdradien Gleichgewicht herzustellen. Hiegegen sprechen aber die geologischen Phänomene. Die Senkungsfelder werden zu Gebirgen aufgetrieben und die Hochgebirge verwandeln sich in Senkungsfelder. Die thermischen Contraste, Ueberlagerung und Erosion alterniren fortwährend und lassen ein Gleichgewicht nicht aufkommen.

*Alterniren positiver und negativer Bewegungen.*

1. In Gebieten mit eruptiver Förderung erfolgt:

a) eine allgemeine Krustensenkung;

b) dagegen wird die Oberfläche erhöht durch Aufschüttung, und sie intumescirt infolge der Durchwärmung. Nachdem die Senkung lange angehalten, ohne von der Aufschüttung, geschweige von der spät beginnenden Durchwärmungsexpansion überboten zu werden, kommt der letztere Factor zur Herrschaft. Es erfolgt Thermalhebung und Verlandung;

c) die Erosion wirkt wieder in negativem Sinne; dieser negative Factor erringt jedoch den Sieg über die positiven Factoren abermals erst nach Verlauf langer Zeiträume.

2. Analog ist die Reihenfolge der Vorgänge in sedimentären Senkungsfeldern:

---

<sup>1)</sup> Infinite Denkprocesse führen zu Resultaten, welche mit den Vorgängen in der Natur im Widerspruche stehen (Infinitesimale Paradoxien).

- a) Verdichtung und Metamorphismus bedingen eine negative Bewegung;
- b) die Durchwärmung bewirkt Hebung;
- c) Erosion verursacht Senkung.

Diese Factoren haben in verschiedenen Phasen variable Werthe und compensiren sich zum Theile. Je nach dem Vorwiegen der positiven oder negativen Factoren resultirt zeitweise eine Hebung oder Senkung des Gebietes.

So kann in einer Epoche das Sinken des marinen Feldes infolge von Verdichtung oder Massenbewegung stärker sein als die Wirkung der Durchwärmung; das Gebiet senkt sich anhaltend, obwohl die thermale Intumescenz auch während dieser Zeit mitwirkt.

Wenn die Senkung und Metamorphose ein gewisses Stadium erreicht haben, mag die Durchwärmung, welche unterdessen weiter in die Tiefe gedrungen, die Oberhand gewinnen; es erfolgt Hebung, welcher die Erosion entgegenwirkt, bis letzterer Factor den Sieg erringt und infolge der tiefgreifenden Kühlung eine Senkung des Gebietes bewirkt.

### *Deformation des Geoides und der Hydrosphäre.*

Locale Deformationen des Geoides werden bewirkt durch Sedimentirung und eruptive Förderung einerseits, andererseits durch Erosion. Die hiedurch verursachten Störungen des thermischen und mechanischen Gleichgewichtes verursachen Hebungen und Senkungen.

Blicken wir zurück auf jenes Stadium, in welchem die Kruste eben consolidirt war, so finden wir, dass das Relief erzeugt wurde durch ungleiche Stoffvertheilung (folglich ungleiche Contraction) und ferner durch Eruption.

Landmassen von mässiger Erhebung werden durch Erosion nur langsam nivellirt. Stossen solche Gebiete an seichtes Meer, so resultirt eine ausgebreitete, doch wenig mächtige

Sedimentirung. Beide Gebiete können infolge von Belastung (und Entlastung), beziehungsweise Durchwärmung (und Kühlung) nur geringe Oscillationen ausführen.

Wo hingegen von Anfang an namhafte Erhebungen bestanden, ist die Erosion intensiv, und es lagern sich in der benachbarten marinen Depression bedeutende Sedimentmassen ab. Hier ereignet sich bedeutende Hebung und Gebirgsbildung infolge der Durchwärmung und namhafte Depression infolge der Erosionskühlung, desgleichen ist starke Deformation infolge alternirender Belastung und Entlastung zu gewärtigen.

In einer späteren Epoche wurde das aufgetriebene Gebirge wieder erodirt, und die zunächst anschliessende Depression empfing die Detritusmassen. Wir sehen, die benachbarten Gebiete haben Rollen getauscht; die bedeutenden Oscillationen bleiben aber allezeit an jene Gebiete gefesselt, in welchen von Anfang bedeutende Niveaudifferenzen bestanden. Während die Flachgebiete aller Wahrscheinlichkeit nach durch alle Zeiten nur kleine Oscillationen ausführen, vollziehen sich in Gebieten mit grossen Niveaudifferenzen durch lange Zeit Hebungen und Senkungen im Betrage bis zu 10.000 *m*.

Während die Deformationsamplitude in den Flachgebieten unbedeutend bleibt, haben die Deformationen insbesondere an der Grenze zwischen Hochland und See Amplituden bis zu 20.000 *m*. Kosmische Einwirkungen haben in gewissen Epochen Deformation der Erde und Umlagerungen der Hydrosphäre eingeleitet. Wenn auch letztere die Gestalt der Continente wesentlich beeinflussen, indem Schwankungen des Seespiegels im Betrage von wenigen hundert Metern umfassende Submersion, beziehungsweise Emersion der Tieflande, beziehungsweise Seichtmeere bewirken, sind sie doch nicht entscheidend für die Configuration und Deformation der Hochlande und der Tiefmeere.

Die Hydrosphäre ist relativ stabil, während die Erdkruste Oscillationen von länger Dauer und riesiger Amplitude ausführt.

---

*P. S.* Die geologischen Experimente (durch 400 bis 500 Originalfiguren erläutert) sollen gesondert veröffentlicht werden. Ich bin Herrn Professor Suess zu grossem Danke verpflichtet, durch dessen Güte es mir möglich war, die Experimente in einem disponiblen Locale der Universität auszuführen. Von Seiten des hohen Ministeriums habe ich leider keine Unterstützung erhalten. Meine beiden Gesuche um 200, beziehungsweise 500 fl. Subvention blieben unerledigt. Ich war deshalb gezwungen, meine Arbeiten auf eigene Kosten durchzuführen.



Fig. 1.

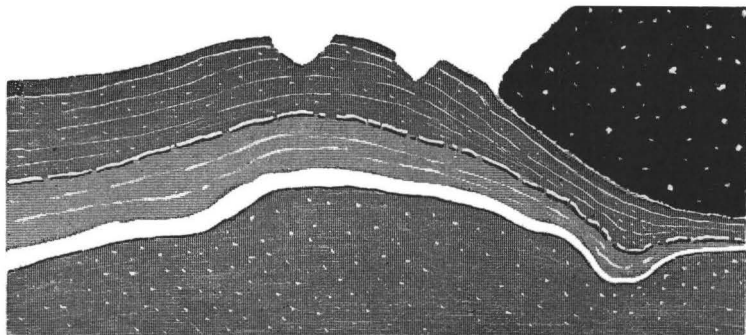


Fig. 2.

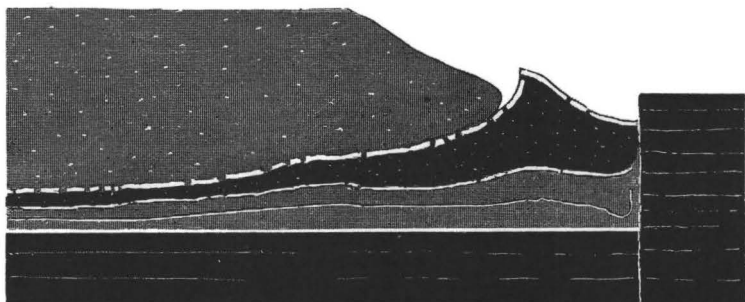


Fig. 3.

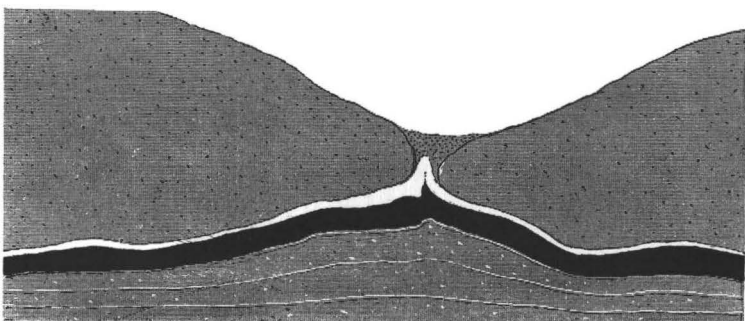




Fig. 4.

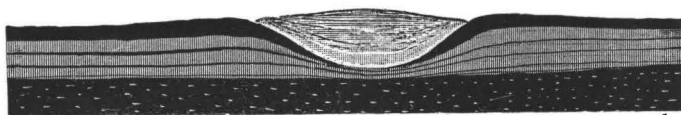
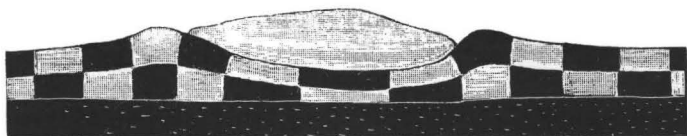


Fig. 5.

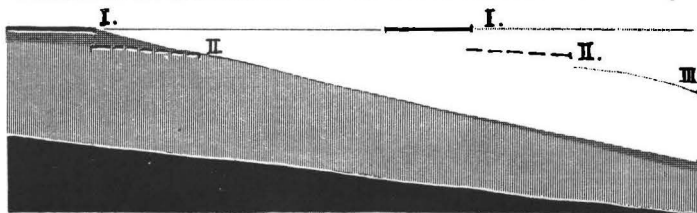


Fig. 6.

Fig. 7.

Fig. 8.

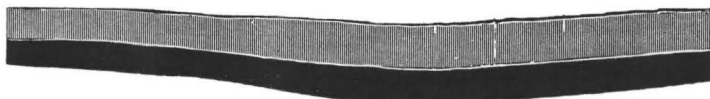


Fig. 9.

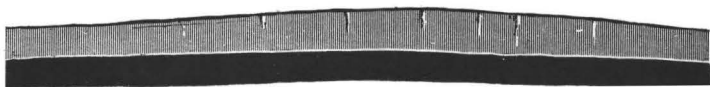


Fig. 10.



Fig. 11.

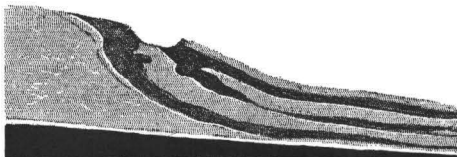


Fig. 12.



Fig. 13.

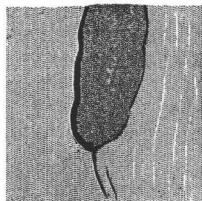
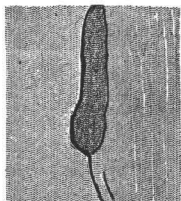
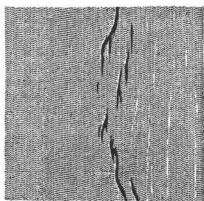


Fig. 15.

Fig. 14.

Fig. 16.

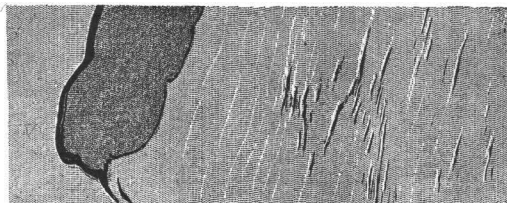


Fig. 17.

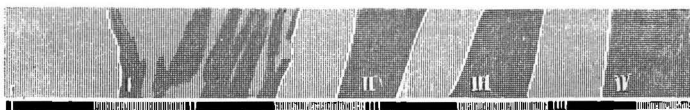


Fig. 18.

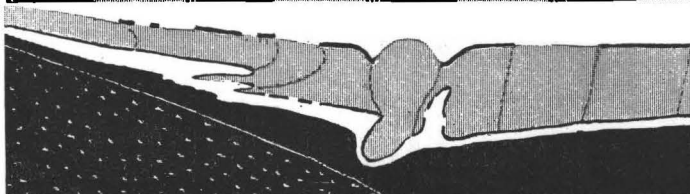


Fig. 19.



Fig. 20.

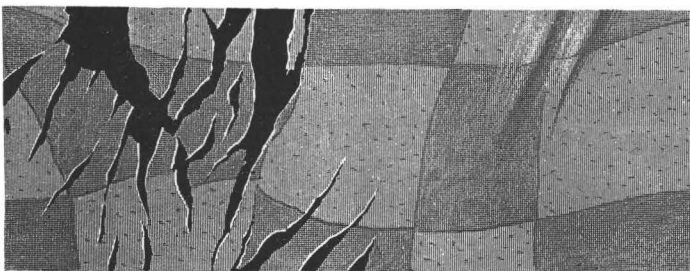


Fig. 21.

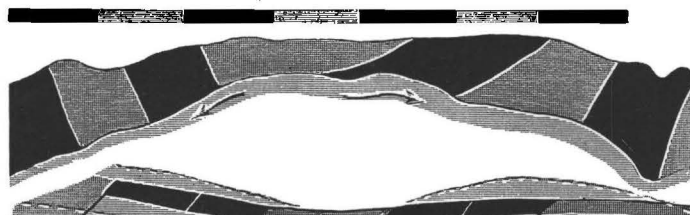
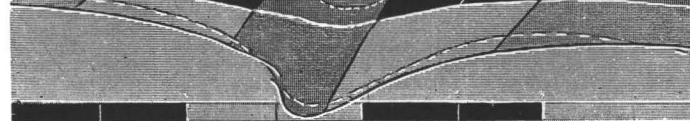


Fig. 22.



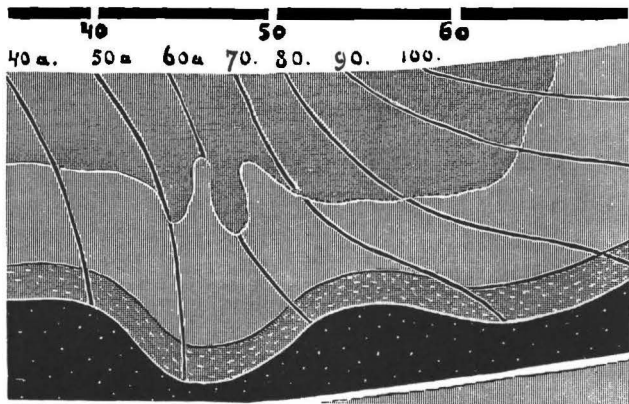


Fig. 23.

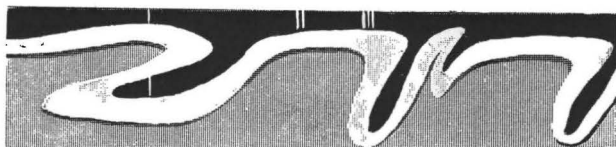


Fig. 24.

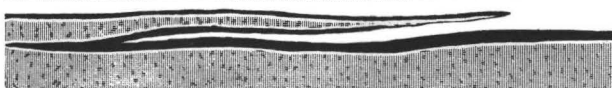


Fig. 25.

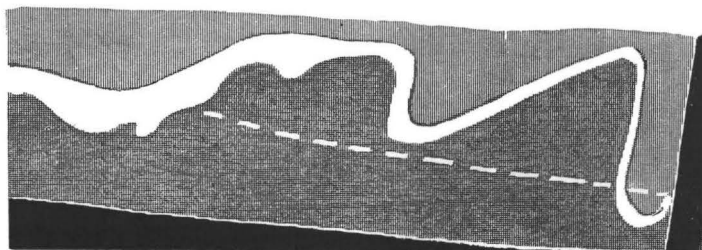


Fig. 26.

Fig. 27.

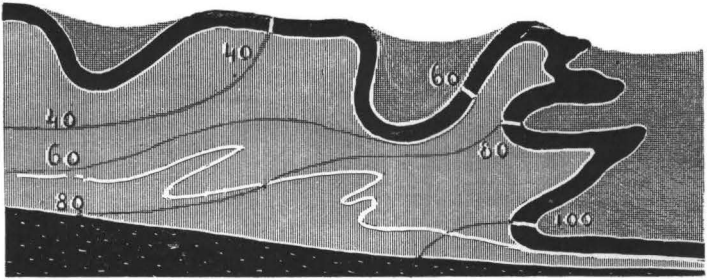


Fig. 28.

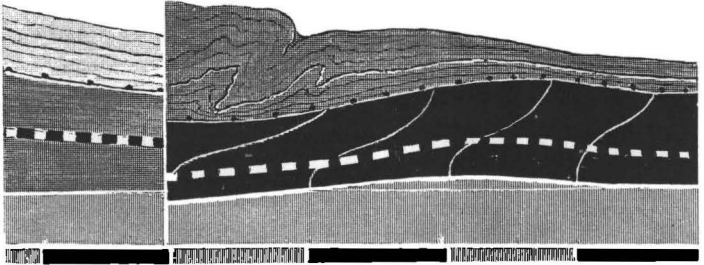


Fig. 29.

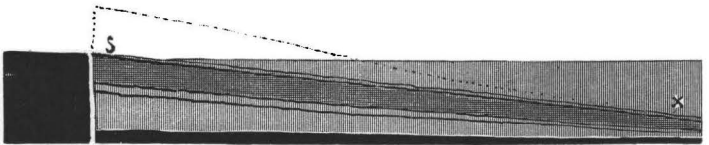


Fig. 30.

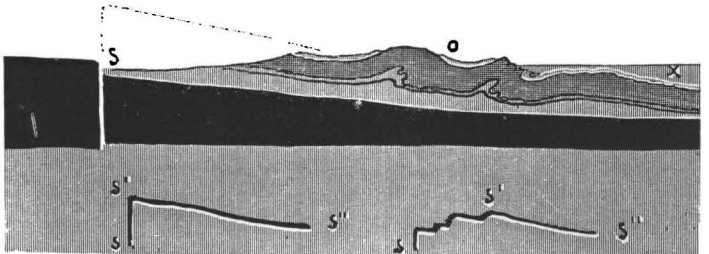


Fig. 31.

Fig. 32.

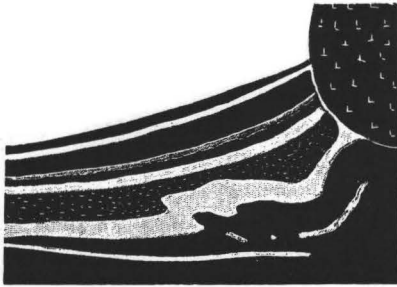


Fig. 33.

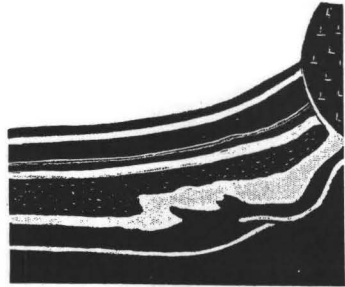


Fig. 34.

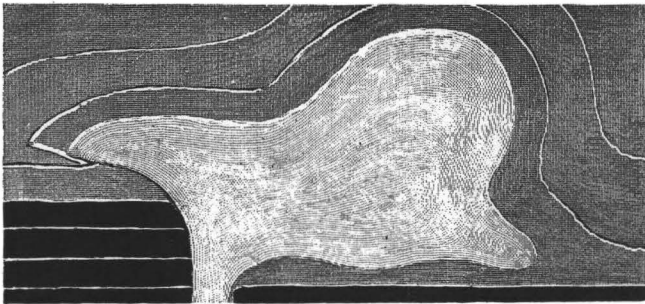


Fig. 35.

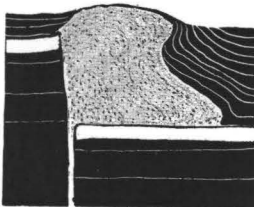


Fig. 36.

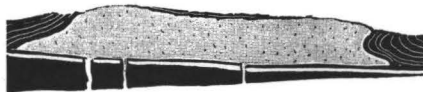


Fig. 37.

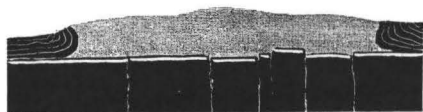


Fig. 38.

Fig. 39.

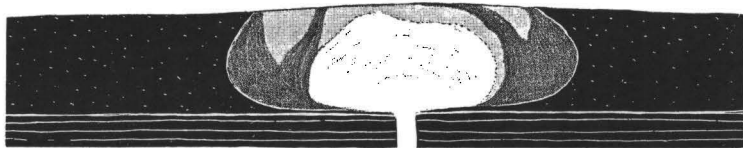


Fig. 40.



Fig. 41.

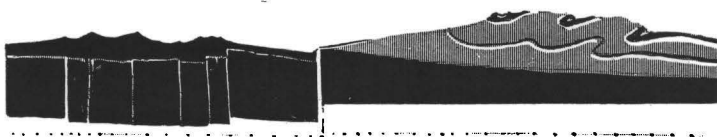


Fig. 42.

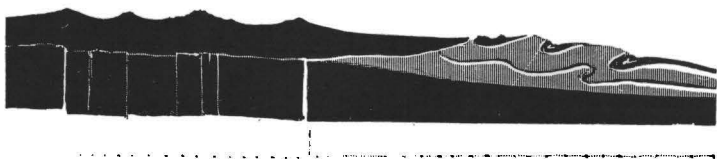


Fig. 43.

