

Ueber Niveauschwankungen zur Eiszeit

nebst

Versuch einer Gliederung des Eulengebirgischen Gebirgsdiluviums.

Von Herrn **F. M. Stapff** in Weissensee bei Berlin.

I. Niveauänderungen am Gotthard.

In »Geologische Beobachtungen im Tessinthal«¹⁾ habe ich nachzuweisen gesucht, dass die Flachgürtel entlang den Gehängen der Thäler auf beiden Seiten des Gotthard, welche bis dahin meist als Gletschergebilde (RÜTIMEYER) oder Wassererosionserscheinungen (HEIM) gedeutet wurden, obwohl schon B. STUDER wenigstens die tieferen »Fluthlinien« über dem Genfersee und bei Beatenberg, die »Fuchslöcher« bei Lauterbrunnen u. s. w. durch den Wellenschlag von Seen erklärt hatte, Strandlinien seien, vom Meer ausgearbeitet, aus welchem die Alpen ruckweise gehoben wurden²⁾. Diese Meeresbedeckung ging der Vereisung unmittelbar voraus; ihre zeitlichen Grenzen könnten mit folgenden

¹⁾ Erschien im Verlag des Verfassers 1883. Die ersten 3 Kapitel: Bau des oberen Tessinthals; Strandbilder; Gletscher, wurden aber schon 1882 im XXXIV. Band der Zeitschrift d. Deutsch. geol. Ges. veröffentlicht.

²⁾ Aus Seitenthälern hervorgeschobene terrassirte Schuttkegel, durch Tiefereinschneiden der Flüsse in den Thalboden erzeugte Thalterrassen, und dergl. wurden natürlicherweise von den Strandlinien getrennt, auf S. 40, 90, 136 u. a. behandelt.

Worten STUDER's (Lehrbuch der physikalischen Geographie und Geologie II, S. 245) fixirt werden: »dann (nach Absatz der Süswassermolasse in der Nordschweiz) geschah wohl in Folge einer Senkung ein neuer Einbruch des Tertiärmeer's und ein . . . Canal verband durch Südfrankreich, die Schweiz und Oesterreich, das Atlantische- und Mittelmeer mit dem Schwarzen und Kaspischen Meer Die neue Hebung eines grossen Theils von Südeuropa machte dieser Verbindung ein Ende und gab unserem Continent grösstentheils seine jetzige Gestalt.«

Auf statistischem Wege habe ich, a. a. O. S. 23, die flachen Gürtel und Böden (Strandlinien) an den Gehängen des Tessinths folgendermaassen gruppirt (die Höhenziffern sind hier auf ganze Zehner abgerundet):

2380	Meter	(unterste Schneeflecken. Schafweiden)
2100	»	(alte Waldgrenze. Alpweiden)
2030	»	(Krummholzgrenze. »)
1930	»	(jetzige Waldgrenze. »)
1860	»	(Alpweiden)
1800	»	»
1730	»	(Grenze des Kartoffelbaucs. Alpweiden)
1680	»	
1640	»	
1560	»	(Grenze des Roggenbaucs. Höchste Winterwohnungen, excl. Zufuchtshäuser)
1450	»	(Maiensessen, monti)
1350	»	(alte Dörfer des Bedretto und der
1210	»	oberen Leventina; Grenze des Obstbaucs)
1060	»	(Grenze der Kastanien, unterhalb Daziogrande)
950	»	} (Buchen, Kastanien, Nussbäume).
810	»	
730	»	
600	»	

Diesen schliessen sich bis zum Niveau des Lago Maggiore (197 Meter) noch andere, weniger scharf markirte, und theilweise mit den erwähnten Thalterrassen collidirende Stufenlinien an, von

denen nur die des Monte Ceneripasses in 553 Meter M. H. erwähnt sei.

Die nach gleicher Methode gruppirten Strandsäume des Reussthalcs:

- 2600—2900 Meter (Gletscherböden)
- 2370 » (Schneefleckengürtel)
- 2140 » (Alpen),

entsprechen nahe genug denen des Tessinthals; und l. c. S. 24, 25 sind solche charakteristische Punkte des Reussthalcs zusammengestellt, welche in die Flachgürtelhorizonte 2030—600 Meter des Südabhanges des Gotthard fallen. Unter den daselbst nicht aufgezählten, noch tieferen, Gehängeverflächungen des Reussthalcs hinab zum Vierwaldstättersee (437 Meter), sei hier nur jene zwischen Bürgeln und Schattorf (Platti) in circa 570 Meter M. H. erwähnt, und der ihr entsprechende Höhlenzug an der Klippwand zwischen Ripshausen und Attinghausen, auf der linken Thalseite.

Nördlich und südlich vom Gotthard sehen wir also Stufenlinien in denselben Horizonten und mit denselben Intervallen wiederkehren, und finden darin den topographischen Hauptbeweis für die eingangs ausgesprochene Ansicht, dass die Gotthardalpen, hauptsächlich in ihrer jetzigen Form, erst nach der Pliocänzeit staccato über den Meeresspiegel traten, wobei Pausen oder Verzögerungen in der aufsteigenden Bewegung durch Strandsäume markirt wurden.

Auch die hauptsächlichsten Pässe (nicht Gratlücken) fallen in mittlere Horizonte, welche denen der höheren Stufenlinien entsprechen (a. a. O. S. 34) und erscheinen deshalb wie Sunde, durch welche längere Zeit ein nördliches und südliches Meer mit einander communicirten. Die Schweizer Alpenstrassen culminiren nämlich in folgenden Passhöhen: Simplon 2010; Gotthard 2112; Splügen 2117; Bernhardin 2067; Oberalp 2052; Ofenberg 2148; Grimsel 2204; Kl. Bernhard 2197; Mittelhöhe 2114 Meter.

Und: Julier 2287; Septimer 2311; Albula 2313; Flüela 2392; Bernina 2329; Furka 2430; Gr. Bernhard 2472;

Mittelhöhe 2362 Meter. Sie fallen also sämmtlich in die Stufenlinien 2100 Meter und 2380 Meter.

Weiter sind auf S. 27—35 der erwähnten Abhandlung die charakteristischen Terrain- und Profilformen der Strandflächen und -stufen am Gotthard geschildert, unter Hinweis auf ihre Uebereinstimmung mit »Strandbildern« jetziger Meeresküsten und auf die Arbeitsweise der Wogen am Ufer. Dies ist eine zweite topographische, oder richtiger hydrographische Stütze für die Strand- oder Fluthlinientheorie.

Endlich habe ich aber auch auf Meeresmolluskenspuren (Lithophagen-Löcher) in Hochalpentälern hingewiesen (a. a. O. S. 38), welche die Annahme einer Meeresbedeckung zu Ende der Pliocän- und Anfang der Eiszeit aus dem Bereich der Wahrscheinlichkeit in jenes der Gewissheit versetzen würden. Zu den von mir selbst als »unsichere Anzeigen« angeführten hierher gehörigen Beispielen fügte sich der Wunsch, dass »andere Spaziergänger bessere entdecken möchten. Nicht an freistehenden kahlen angewitterten Klippflächen sollten sie suchen, sondern an ihrem von der Erdecke neulich entblösten Fuss, vielleicht auch unter Moosteppichen.« Es ist mir später selbst noch gelungen, deutlichere Pholadenlöcher zu finden, welche auf meiner »Geologischen Uebersichtskarte der Gotthardbahnstrecke (1885; Berlin bei Ernst u. Korn) eingetragen sind; z. B. bei Ripshausen (Bl. I) circa 480 Meter ü. M., Monte, oberhalb Chiggiogna (Bl. VII) circa 1540 Meter ü. M. Grosses Gewicht lege ich aber darauf, dass nachmals auch andere Alpengeologen solche aufgefunden haben, z. B. STUTZ, auf Röthidolomit mit schwarzem Mergel gefüllt, im Rothsteinthal (Erstfelder Thal) (Neues Jahrbuch f. Mineralogie etc. 1884, II, S. 14; hier nach Revue géologique Suisse, 1884, S. 286).

Eine späthpliocäne oder doch praeglaciale Meeresbedeckung der Gotthardalpen ist also bewiesen; palaeontologisch zu einer Meereshöhe von 1500—1600 Meter, topographisch zu minst 2400 Meter (resp. 2900 Meter). Eine solche kann aber nicht lokal gewesen sein; die Verbreitung der Tertiärmeere nördlich und westlich von den Alpen lässt vermuthen, dass auch manche

deutsche Mittelgebirge ähnliche Strandsäume tragen wie die Gott-hardalpen (a. a. O. S. 46.); und wenn solche im Hügelland und sanft ansteigenden Bergland auch nicht scharf hervortreten mögen, so darf man sie doch an steileren Bergen und Berggruppen suchen; — und sie lassen sich finden!

II. Niveauänderungen am Eulengebirge.

Bei Aufnahmen für die geologische Karte von Preussen und den Thüringischen Staaten im nordwestlichen Eulengebirge (Niederschlesien; Section Charlottenbrunn) habe ich viele Strandreliefformen wahrgenommen, welche einem mit Küstenphänomenen vertrauten, topographisch geschulten Auge nicht wohl entgehen können, wenn sie sich auch nicht immer aus den Niveaucurven der Karte direkt ablesen lassen. Das Jahrbuch der Königl. Preuss. geol. Landesanstalt für 1883, S. 540; 1884, S. LXXXVIII; 1886, S. 317, 318 enthält vorläufige Mittheilungen über diese Strandsäume und ihre Beziehung zum Gebirgsdiluvium.

Topographisches.

Das Eulengebirge, nordwestliche Fortsetzung der Sudeten, ist ein uralter Wall steil aufgerichteter Gneiss-schichten, deren einstige Gräte schon zur Culmzeit zu wölbigen Buckeln denudirt waren: denn auf solchen, und in den gleichfalls schon vorbandenen Thälern dazwischen, lagerte sich das Culmconglomerat schwebend ab. (Jahrbuch der Königl. geol. Landesanstalt für 1883, S. 539; 1886, S. 324.) Und da dessen Schichten nachmals nicht merklich aufgerichtet worden sind, so können auf und abgehende Bewegungen des Gebirges, nach der Culmzeit, nur nahezu verticale gewesen sein. Ob solche Hebungen und Senkungen des nordwestlichen Eulengebirges an der Aufrichtung, Knickung und Faltung des westwärts angelagerten Steinkohlengebirges gar nicht mitgewirkt haben, und ob der Eulengebirgische Gneisswall nur durch passiven Widerstand die Aufstauung des tangential dagegen geschobenen Steinkohlengebirges veranlasste, scheint mir eine noch offene Frage.

Der uns hier beschäftigende NW.-Zipfel des Eulengebirges wird von der zu 1014 Meter M. H. ansteigenden Anschwellung der Hohen Eule überragt. Der 700—800 Meter hohe Gebirgsschild senkt sich von da nordnordwestwärts allmähig und in 2 Stufen: die obere Stufe umfasst das Terrain von etwa 650 Meter mittlerer Buckelhöhe zwischen Hohe Eule und Dittmannsdorf (SO.—NW.), Tannhausen und Michelsdorf (W.—O.); die untere, von ca. 500 Meter Buckelhöhe, umgürtet als äusserer Gebirgsrand die erstere. Sie senkt sich, bis zur nördlichen Blattgrenze zwischen Hochgiersdorf und Seitendorf, auf 480 Meter; fällt ostwärts rasch in die schlesische Ebene ab, welche hier am Gebirgsfuss 300—330 Meter M. H. erreicht. Auf der Südwestseite trennt ein Längenthal das Eulengebirge von dem höheren, vielkegeligen, Waldenburger Gebirge; doch verbinden 2 Querjoche beide Gebirge: das eine, bei Königswalde, bildet in ca. 585 Meter M. H. die Wasserscheide zwischen der SO. fliessenden Walditz und der (hier) NW. fliessenden Weistritz; das andere, bei Reussendorf, ist Wasserscheide von Bächen, welche theils südostwärts der Weistritz zufließen, theils nordwestwärts der Polsnitz. Der nordöstliche Ausläufer des Ochsenkopfes, dessen Sattlrücken sich aus 700 Meter in 480 Meter senkt, bildet dies Verbindungsjoch.

Von Nord, z. B. der Anhöhe bei Hochgiersdorf aus, übersehen, treten die 2 Stufen des Eulengebirges deutlich hervor; von Süd, z. B. der Hohen Eule aus, betrachtet, verfließen sie aber ineinander wie allmähig ausklingende Hügelwellen. Erst in den Thälern oder auf mässigen Anhöhen gewahrt man, dass man sich mitten in Bergland befindet; die Berge sind aber nur abgerundete Ueberbleibsel des von den Thälern durchfurchten Gebirgsschildes, nicht diesem aufgesetzte Ueberhöhungen. Geradezu flach erscheint die 2. Stufe nördlich von Dittmannsdorf; complicirt gegliedert ist dagegen die südliche.

Da die Thäler Import- und Exportstrassen für den Schutt der späteren Diluvialzeit waren, so können wir hier ihre Gliederung nicht unerwähnt lassen, um so weniger, als sie die Gliederung der zwischenliegenden Bergzüge regeln. Die Thalrichtung ist durch die complicirte Tektonik der Gneisschichten und durch

2 Systeme von Rissen bestimmt: N. 38° W. (25—48) und N. 55° O. (38—65) verlaufende. Den nordwestlichen, der Gebirgsrichtung parallelen Spalten folgen nicht nur die Längenthäler, welche das Eulengebirge vom Waldenburger Gebirge trennen, und der nordöstliche Gebirgsrand, sondern auch einige Bachläufe mitten im Gebirge [Jauerniger Grund, Eulengewasserthal, Mühlbachthal, Heinrichauer Thal, Michelsdorfer Thal — alle südlich vom Weistritzdurchbruch; Seitendorfer Thal, Hochgiersdorfer Rinne, Goldener Bach (von Waldmühle abwärts). — nördlich von demselben]. Den nordöstlichen Querspalten gehört vor allen der Weistritzdurchbruch durch das ganze Gebirge an, der nur partielle Durchbruch des Zwickerbach's und Goldenen Bach's (Oberlauf), ferner alle Gehängebäche nordostwärts in die Ebene (Bögenwasser, Ludwigsdorfer Wasser, Leutmannsdorfer Thal, Milmbäche) und südwestwärts in die Einsenkung zwischen Eulengebirge und Waldenburger Gebirge (Märzbäche, Kaltwasser, Heller- und Säufferwasser), endlich die zahlreichen kurzen Zuflüsse der nordwest gerichteten Thäler im Innern des Gebirges. Dadurch dass ein und dasselbe Thal streckenweise der einen dann der anderen Spaltenrichtung folgt, entstehen nicht nur Zickzacklinien, sondern auch hakenförmiger Verlauf einiger Thäler: erst entlang dem Gebirge, dann durch oder um dasselbe.

Das Hauptthal, nämlich das der Weistritz, beginnt in etwa 580 Meter M. H.; folgt erst in NNW.-Richtung dem Westrand des Eulengebirges bis Mitteltannhausen (405 Meter), durchbricht dann das ganze Gebirge nordostwärts bis Burkersdorf (300 Meter). Ober- und unterhalb Hausdorf, im Schlesierthal, u. a. a. P., fällt es streckenweise in die Spalten einkommender, NW. gerichteter Seitenthäler: Jauerniger Grund 570—380 Meter M. H., Eulengewasser 740—370 Meter, Heinrichau-Mühlbachthal 700—300 Meter, nebst dessen Michelsdorfer Parallelthal ¹⁾ 560—370 Meter.

¹⁾ Das letzterwähnte Thalpaar besitzt einen recht auffälligen Verlauf: das NW. gerichtete Heinrichauer Thal wendet am Heidelberg plötzlich westwärts, nimmt bei der Zuckermühle wieder nordwestlichen Weg und behält ihn als Mühlbachthal bis zur Mündung in's Weistritzthal; jenseits des Heidel-

Von der Nordseite in's Weistrizthal tretende Nebenthäler gehen NW.—SO.: Lehmwasserthal 650—415 Meter, einen Theil der Einsenkung zwischen Eulengebirge und Waldenburger Gebirge bildend, einst wohl Gletscherweg; dessen Charlottenbrunner Zufluss; Wäldchenbach; Schenkendorfer Bach; Goldener Bach; Latschenbach. Sie sind ganz unbedeutend, bis auf das Lehmwasserthal und den Goldenenbach.

Letzterer ist das unterste Glied des bogenförmigen Thalzuges, welcher die obere Plateaustufe des Eulengebirges von der tieferen trennt, und aus dem Zwickerbachthal, 600—435 Meter, nebst seinem Reussendorfer Zufluss, dem Dittmannsdorfer Thal, und dem goldenen Bachthal besteht. Bis zum Ende von Dittmannsdorf, am Fuss des Tschorn, ist die Thalrichtung NO., wendet sich dann in O. bis oberhalb Goldene Waldmühle, dann SO. bis zur Mündung in's Weistrizthal zu Breitenhayn, 310 Meter ü. M. Die Thalsection Waldmühle-Breitenhayn ist Fortsetzung der Hochgiersdorfer Rinne, welche von einer flachen Einsattelung mitten im Dorf (450 Meter M. H.) theils südostwärts theils nordwestwärts sich senkt. Der nordwestwärts fließende Bach schlägt einen Haken in NO. und vereinigt sich am Gebirgsrand mit dem Bögenwasser; der südostwärts fließende wird bei der Waldmühle Hauptthal für den goldenen Bach. Das Dittmannsdorfer Thal ist Gletscherweg gewesen.¹

Weiter auswärts sich ziehende Hakenthäler, welche ihren anfänglichen nordwestlichen Lauf, entlang dem Gebirge, später in nordöstlichen, quer durch dasselbe oder seine Vorberge, umsetzen, sind noch das Liebichauer, Seitendorfer und Salzbrunner, welche vereinigt das Polsnitzer bilden. Bis zum Salzbrunner

berg's verläuft aber in der nordwestwärts verlängert gedachten Linie des Heinrichauer Thales das Michelsdorfer, bis es plötzlich westwärts umbiegt und sich dann mit dem Mühlbachthal vereint. Die Umbiegung erfolgt am Wagstein; zieht man die Heinrichau-Michelsdorfer Thallinie durch eine Einschnürung desselben weiter nordwestwärts, so fällt sie in das hier auf einhalb Kilometer nordwestwärts gerichtete Weistrizthal (Schlesierthal).

Thal streckt sich der Gneiss des Eulengebirges; um dieses herum öffnen sowohl der Salzbach als der Hellebach (in welchen der Seitendorfer mündet) einen Zugang in den Waldenburger Kessel (440 Meter M. H.).

In die tiefere Stufe des Eulengebirges können nach diesem Exposé Diluvialtransporte durch das Polsnitzer, Liebichauer, Seitendorfer Thal, so zu sagen, um die Ecke herum gelangt sein; und durch die kurzen nordöstlichen Gehängethälchen (Bögenwasser, Ludwigsdorfer Wasser, Leutmannsdorfer Bach, Milnich) direkt. In die höhere Stufe aber nur durch das Weistrizthal und seine im Knie angesetzten Nebenthälchen. Gletschertransporte von aussen über den nördlichen und nordöstlichen Gebirgsabhang würden durch die vielen sich kreuzenden Thalgräben sehr erschwert worden sein, während Wassertransporte unbehindert über Berg und Thal stattfinden konnten, sobald das Gebirge tief genug submergiert war.

Die von diesen Thalsystemen umschlossenen Berggruppen erscheinen entweder als breite Rücken mit ziemlich steilen Gehängen (Böschung 70—180 pro mille und weniger) und flachgewölbten gestreckten Kuppen, oder als kleine, flach gewölbte, unregelmässig radial gegliederte Massive mit rundlichen oder gestreckten Berghübeln, deren Höhe von innen nach aussen abnimmt; oder als ganz flach gewellte Plateaus (nördl. von Dittmannsdorf). Da sich die Berge öfter 100—240 Meter über das nächste Thal erheben, so erscheinen sie von unten recht stattlich und durch sanft gerundete Profile dem Auge gefällig. Wilde Klippscenerien unterbrechen diese Rundformen nur selten; abgesehen von tief eingeschnittenen Thalschluchten und Blockanhäufungen an Bergrücken und Gipfeln sieht man auffällige Klipppartieen nur ganz isolirt aus den Gehängen hervortreten und findet leicht, dass sie sich um gewisse Horizonte gruppieren.

Strandsäume.

Diejenigen Detailprofile dieser gerundeten Bergformen, welche auf die Wirkung von Meeresfluthen hinweisen, sind den vom Gotthard beschriebenen so ähnlich als bei den flacheren

Eulengebirgischen Gehängen überhaupt zu erwarten ist; sie verhalten sich zu einander ungefähr wie Profile mit gleicher Skala für Längen und Höhen zu solchen mit vergrössertem Höhenmaassstab. Die in »Geol. Beob. im Tessinthal« S. 27 f. gegebene Charakteristik passt auch hier.

Zunächst sind es Strandlinien, horizontal um steilere Gehänge verlaufende flacher geböschte Gürtel, welche um so breiter und unschärfer begrenzt werden, je flacher die Gehängeböschung ist. Dadurch gehen sie oft in flach geneigte Plateaustreifen entlang den Berggehängen über, aus denen hier und da insuläre Buckel hervorstehen; oder (auf Bergspornen) in schmale langausgestreckte söhliche Zungen. Bergrücken, welche als Bänke von flachem Wasser bespült wurden, sind oft kilometerweit nivellirt und tragen einzelne flachergerundete Buckel. Zwischen solchen, oder zwischen Plateaustreifen und vorliegenden insulären Hügeln, oder quer über abrasirte Bergsporne bemerkt man öfters Sunde. Einzelne grössere ungegliederte Bergplateaus erscheinen flach schildkrötenförmig gewölbt; andere sind oben nahezu eben und horizontal abrasirt. Grössere zusammenhängende Plateaus liegen kilometerweit fast in gleichem Horizont, von ganz flachen Anschwellungen und Depressionen abgesehen ¹⁾. (»Estrans« der Bretagne.)

Dies sind einige charakteristische Typen Eulengebirgischer Strandformen, welche ineinander übergehen und in Einzelfällen sehr complicirt werden können, je nach Form und Natur der gegebenen Unterlage, Richtung, Dauer und Stärke des Wogensschlag's, welcher sie formte. Selten sind die Strandformen auf grössere Erstreckung gleichartig oder ununterbrochen: sie verschwinden hier und da an steilen, klippigen oder auf ganz flachen

¹⁾ Dies sind Formen, denen man auch im Flachland des mittleren und nördlichen Deutschlands so häufig begegnet, dass man einst noch an recht vielen Orten Flachstrandformen wiedererkennen dürfte, sobald man sich erst den Totalindruck solcher auf dem trockenen Land ebenso eingepägt hat, wie z. B. den von s. g. Moränenlandschaften oder von tertiären Sandhügeln. Dann finden auch die Pfuhle und Sölle in der Umgebung Berlin's ihren natürlichen Platz als flache Einsenkungen zwischen flachen Ueberhöhungen der gemeinsamen Seebodenfläche.

Gehängen; sind durch spätere Erosion verwischt oder durch Auflagerungen verhüllt; ändern ihren Charakter, legen sich aber oft an weit entfernten Punkten in nahezu demselben Horizont wieder an. Die oben erwähnten, in Strandhorizonte fallenden Einzelklippen tragen oft den Charakter von Strandklippen: einzelne in einem Hof verzerrter Blöcke stehen gebliebene oder durch Unterwaschung verkippte Klippzähne, oder flache Haufen von Blöcken und losen Steinen auf dem Rücken rundgewaschener Hügel, welche sofort die Erinnerung an »stenskär«¹⁾ wachrufen. (Mit den von den Bauern seit Jahrhunderten zusammengetragenen »Steinbergen« wird sie nicht leicht jemand verwechseln.)

Versuche, die Strandlinien nach Höhenlage zu gruppieren, wurden dadurch erschwert, dass in der Regel nicht das ganze Stufenquerprofil erhalten ist, weshalb oft höhere und tiefere Fragmente eines und desselben Strandsaumes verglichen werden mussten. Dann sind an Punkten, wo die Fluthen besonders wirksam arbeiten konnten, in der Regel anstatt einer fortlaufenden Strandlinie mehre, nahe übereinanderliegende, verschränkte oder unterbrochene, aber dennoch zusammengehörige, entstanden; zwischen den Haupthorizonten liegen noch viele intermediäre, welche an manchen Stellen deutlich hervortreten, an anderen verschwinden.

Im Jahrbuch der Königl. preuss. geol. Landesanstalt für 1883 S. 540 und 1886, S. 318 habe ich aus meinen damals vorliegenden Beobachtungen im Eulengebirge als ungefähre Mittelhöhe auffälliger Strandsaumhorizonte 556 Meter, 485 Meter, 440 Meter, 390 Meter gezogen; im Jahrbuch für 1884, S. LXXXVI auch darauf hingewiesen, dass oberhalb 680—760 Meter Diluvialströme die Oberfläche nicht zerwühlt zu haben scheinen. Durch Zusammengruppiren nach zunehmender Höhe von ein paar hundert Einzelfällen von Strandsäumen im Gebiet der Section Charlottenbrunn habe ich nun ermittelt, dass von den zahlreichen zwischen 340 Meter und 410 Meter übereinanderliegenden Stufen verhältnissmässig wenige (z. B. 360, 400) nahezu gleichen Horizonten an-

¹⁾ In Gegensatz zu dem aus gewachsenem Fels (häll) bestehenden »Klippskär«.

gehören, während die übrigen einzeln auftreten. 17, zum Theil schon vermittelte Fälle ergeben als Mittelhöhe dieser Gruppe 378 Meter \pm 21 (der früheren 390 Meter Stufe entsprechend).

Zwischen 414 Meter und 500 Meter liegen weitaus die meisten (59, zum Theil schon vermittelte) Strandverflächungen, und zwar gruppirt um die Horizonte 415, 440, 470, 480 Meter, zwischen denen die Sprünge durch Einzelstufen meist überbrückt werden. Mittelhöhe dieser ganzen Gruppe ist 449 Meter; zerlegt man sie aber in 2 Abtheilungen, so umfassen dieselben: 414—455, Mittelhöhe 435 Meter \pm 15; und 455—500, Mittelhöhe 477 Meter \pm 14 (den früheren 440- und 485 Meter Stufen entsprechend).

Am nettesten ausgeprägt sind die Strandformen in 520 bis 580 Meter. 31, zum Theil schon vermittelte, Fälle ergeben als Mittelhöhe 554 Meter \pm 17 (dem früheren 556 Meter Horizont entsprechend). In noch höheren Horizonten angedeutete Strandsäume, z. B. 670 Meter S. von Hahn, 660—670 Meter Buckel des Wacheberg's, 650 Meter bei Heinrichau, sind weniger scharf und vereinzelt, schon weil höhere Berge selten werden, und deshalb hier nicht weiter in Betracht gezogen.

Vorstehende Mittelzahlen bezeichnen übrigens nicht die von zufälligen Beobachtungsfehlern möglichst befreiten Höhequoten einzelner besonders auffälliger Strandsäume, sondern die mittlere Höhe von Gruppen solcher. Die einer Gruppe zugehörigen Einzelfälle markiren Pausen in dem Rückzug des Wassers; in kürzeren Pausen entstanden weniger ausgeprägte, weniger ausgedehnte, oft nur lokale, Strandsäume, in längeren dagegen fortlaufende, in gleichem Horizont an entlegenen Punkten immer und immer wieder hervortretende, leicht erkennbare. Der Spielraum in der Höhenlage, auch der letzteren, darf aber nicht nur Zufälligkeiten oder ungenauer Höhenbestimmung der Mittellinien zugeschrieben werden, sondern er deutet auf eine continuirlich fortschreitende langsame Aenderung des Wasserstandes auch während der s. g. Pausen.

Die zur Gruppe 554 Meter gehörigen Strandsäume deuten z. B. auf eine langsame, continuirliche, relative Senkung des Wasserspiegels aus 580 in 520 Meter; die meisten und best aus-

geprägten Fälle dieser Gruppe liegen aber nahe der Mittelhöhe. Zwischen 500 und 414 Meter scheint die Aenderung des Wasserstandes ganz allmähig, mit vielen kleinen aber keiner grösseren Pause erfolgt zu sein, so dass es schwierig wird die einzelnen zu dieser Gruppe gehörigen Strandverflächungen in natürliche Unterabtheilungen zu bringen. Sie sind aber so zahlreich, dass ein Gruppiren um wenigstens 2 Horizonte schon der Uebersichtlichkeit wegen geboten scheint; übrigens gehören den beiden Mittelhorizonten 435 Meter und 477 Meter 40 pCt. der beobachteten 79 Fälle direkt an; 15 Fälle 430—440 Meter, 16 Fälle 470 bis 480 Meter. Zwischen 410 und 340 Meter scheint gleichfalls fast ununterbrochener Rückzug des Wassers stattgefunden zu haben, aber rascher als vorher. Viele kleinere, oft sehr deutliche Strandverflächungen dieser Gruppe fallen nahezu in den Mittelhorizont 378 Meter. Sie gehören den unteren Thalläufen an, welche zur Zeit der Meeresbedeckung Fjorde waren, und tragen deshalb einen mehr lokalen Charakter, collidiren auch nicht selten mit fluviatilen Thalterrassen.

Wenn ich diese Flachgürtel an Gehängen des Eulengebirges (wie früher die entsprechenden Terrainformen am Gotthard) als Strandbildungen aufgefasst habe, so geschah es, weil derartige Profilirungen auf keine andere Weise erklärt werden können als durch Meereswellen, welche in Horizontallinie längere Zeit das Land bespülten¹⁾. Ausser den bereits angegebenen Faktoren bestimmte dann die Amplitude der Gezeiten Höhe und Breite der einzelnen Strandsäume. Als höchsten »Hüb« finde ich in nautischen Tafeln 48 Fuss für Cap Frehel an der Nordwestküste Frankreichs angeführt; in der Fundy-bay soll er 70 Fuss erreichen; der Unterstrom der Ebbe kann aber noch tiefer greifen; hohe Wellen auf offener See erreichen zwar kaum 30—40 Fuss, Brandungen aber 100—200 Fuss — es kann also nicht auffallen, wenn die Spuren eines und desselben Wasserstandes je um eine Zehnzahl von Metern höher oder tiefer liegen, und wenn der entsprechende Strandsaum keine mathe-

¹⁾ Siehe v. RICHTHOFEN in Führer für Forschungsreisende S. 336 f.

matische Linie ist. Rinnendes Wasser vermag direkt keine fluthlinienartige Terraincontouren zu erzeugen, denn es schlitzt und wühlt, während Wellenschlag (Dünung) ebnet und verwischt. Wohl aber können Thalböden durch Alluvionen ausgehnet werden; und wenn sich dann das Flussbett tiefer in solche einschneidet, können dem Thal entlang steilrandige Terrassenstreifen entstehen, welche Strandlinien topographisch ähneln und mit solchen öfters collidiren.

Die jetzt fast omnipotente Inlandeistheorie findet vielleicht die Definition der hier behandelten Terrainformen als Fluthlinien subjektiv, und fordert noch andere, objektiver scheinende, Belege für den Satz, dass zu Anfang der Eiszeit das Eulengebirge etwa 600 Meter tiefer lag als heute.

Weiter unten, wo von den Diluvialbildungen gehandelt wird, werde ich mich bemühen solche Belege zu bringen.

III. Bedingungen für die Bewegung des Inlandeises.

Scitdem der Walliser Cantonsingenieur VENETZ im Jahre 1821 (Schweizer Denkschriften; Sur la variation de la température dans les Alpes) ein Licht aufgesteckt hat, welches den in unklaren Vorstellungen über den Transport erraticheer Blöcke und andere Diluvialerscheinungen verirrtten Geologen den Weg zur Glacialtheorie zeigte, sind die Gletscher so vielseitig und gründlich untersucht worden, dass es unbegreiflich scheint, wenn man heute noch über die Ursache, Bedingungen und Natur ihrer Bewegung, über den Vorgang beim Transport und bei der Ablagerung der von ihnen mitgeführten Massen streitet. Es scheint eine Art Hypertrophie, wenn die an Alpengletschern gewonnenen Erfahrungen zum Aufbau von Inlandeistheorien verwendet wurden, deren Voraussetzungen und Consequenzen öfters in Widerspruch stehen zu den — leider noch spärlichen — späteren Erfahrungen an wirklichen Inlandeisfeldern der Jetztzeit. Was wir von diesen wissen, verdanken wir vor allen A. E. NORDENSKJÖLD, welcher 1870 mit BERGGREN vom Aulaisivikfjord in Grönland 56 Kilometer weit auf dem Eis zu 2200 Fuss M. H. vordrang, 1873 mit

PALANDER die 2000 – 3000 Fuss hohe Eiswüste des Spitzbergischen Nordostlandes, unter 80° N. Br., auf 120 Kilometer langem Wege überschritt, 1883 mit BERLIN das Inlandeis Grönland's, unter 60° N. Br., zu 120 Kilometer Entfernung vom Tasiusarsoakfjord und zu 1510 Meter M. H. untersuchte, von wo ein paar Lappen noch 220 Kilometer weiter, d. h. halbwegs zur Ostküste, vordrangen und in 1947 Meter M. H. wendeten. Die Schilderungen dieser Forschungsreisen sind in: »Den andra Dicksonska expeditionen till Grönland, dess inre isöken och dess ostkust, utförd år 1883 under befäl af A. E. NORDENSKJÖLD 1)« zusammengefasst, wo auch der Reisebericht von JENSEN, KORNERUP und GROTH aufgenommen ist, welche 1878 vom Jkatokfjord, unter 62½° N. Br., 73 Kilometer weit zu ca. 5000 Fuss M. H. in das Grönländische Inlandeis drangen. Wichtig für Beurtheilung der diluvialen Landeisfelder sind noch die besonders von DALL untersuchten s. g. »fossilen Gletscher« an der Westküste Alaska's (Kotzebuesund, Escholtzbay. Fifth annual report of the United States Geological Survey). Die dem Spitzberger und Grönländischen Inlandeis ähnlichen Gletscher auf Nowaja-Semlja hat NORDENSKJÖLD zwar nicht näher untersucht, erwähnt sie aber in »Die Umsegelung Asiens und Europa's auf der Vega« 1882, S. 151 f. Nachrichten über das Neusibirische Landeis verdanken wir A. BUNGE und Baron v. TOLL (Verhandl. d. Ges. für Erdkunde zu Berlin 1888, Bd. XV, S. 130).

Firnbewegung.

In »Studien über die Wärmevertheilung im Gotthard« I. Theil, 1877, S. 29 f.; im Text zu »Geologisches Profil des St. Gotthard in der Axe des grossen Tunnels« 1880, S. 12 f.; in »Geologische Beobachtungen im Tessinthal, 1883, S. 47, 50, 53, 56; u. a. a. O., habe ich theoretisch und empirisch nachgewiesen, dass wirkliche Gletscherbildung erst da beginnt, wo die mittlere Temperatur des

1) Mit Recht sagt NORDENSKJÖLD, l. c. S. 124: Von Inlandeis wenigstens habe ich mehr gesehen und geprüft als irgend ein anderer, gelehrter oder un- gelehrter Mann.

Bodens $\geq 0^{\circ}$ (entsprechende Mitteltemperatur der Luft $-6,5^{\circ}$). Bleibt Schnee auf kälterem Boden liegen, so entsteht Firn und Firneis, welches von steiler Unterlage gelegentlich wohl abfahren kann, wenn im Sommer Thauwässer darunter dringen oder wenn der Gletscher, auf den es sich stützt, vorwärts gleitet (dadurch wird der Firn Ernährer des Gletschers), welches auf beckenförmiger söhligter oder flachbuckeliger Unterlage aber liegen bleibt und nur auf Umwegen Schreitgletscher erzeugen und erhalten kann. Auf Spitzbergen's Nordostland traf NORDENSKJÖLD Firn in 2000 Fuss M. H.; auf dem Tasiusarsoakfjordgletscher (Grönland) erreichten ihn (*torr snö öken*) die Lappen 50 Kilometer vom letzten Zeltplatz, d. i. ca. 170 Kilometer vom Gletscherrand, in 1600 Meter M. H.; und ich glaube dass Alaska's »fossile Gletscher«, welche bewegungslos auf dem Plateau oder in weiten Depressionen liegen, in physikalischer Hinsicht richtiger zum Firn als zu den Gletschern gezählt werden müssen. Nach HANN's »Atlas der Meteorologie« ist die mittlere Jahrestemperatur auf Spitzbergen's Nordostland -8 bis 9° , an Escholtz bay (Alaska) -9° , auf Grönland in der Breite von Tasiusarsoakfjord $-5,5^{\circ}$ (landeinwärts -6°), in der Breite von Ikatokfjord $-1,5^{\circ}$, — alles im Meeresniveau. Bei einer mittleren Temperaturabnahme von $0,5^{\circ}$ pr. 100 Meter Höhenzunahme, wäre also auf:

Spitzbergen's Nordostland in 2000 Fuss = 600 Meter M. H., abzügl. 250 Meter präsumpt. Gletscherdicke, Lufttemp.: $-10,25^{\circ}$; Bodentemp. ¹⁾: $-2,4^{\circ}$;

¹⁾ Die Bodentemperaturen sind nach einer von mir für den Gotthard abgeleiteten empirischen Formel zwischen mittlerer Lufttemperatur T und Bodentemperatur θ berechnet, nämlich: $\theta - T = 3,94 - 0,411 T - 0,0029 T^2$ (siehe »Some results of the observations on underground temperature during the construction of the St. Gotthardtunnel« in Proceedings of the North of England institute of mining and mechanical engineers Vol. XXXII, 1883, p. 20). Die hier gefundenen Werthe bezeichnen also nur angenähert die Bodentemperatur, welche die freie Oberfläche haben würde, wenn sie nicht durch Eis verdeckt wäre; da aber die Temperatur des Eises 0° nicht übersteigen kann, und da der Boden ohne Eisdecke $0,9-4,00^{\circ}$ unter den Gefrierpunkt erkaltet sein würde, so muss seine Temperatur unter dem Eis in obigen Fällen allenfalls 0° untersteigen, was allein hier bewiesen werden sollte. An einer anderen Stelle kommen wir auf das vermuthete Emporziehen der Geotherme durch Eisbedeckung zurück.

Alaska (Escholzbay), Meereshöhe des Plateaueises unbekannt; bei 100 Meter Höhe Lufttemp.: $-9,5^{\circ}$;
Bodentemp.: $-1,9^{\circ}$;

Grönland (Tasiusarsoakgletscher) in 1600 Meter M. H., abzügl. 250 Meter präsumpt. Gletscherdicke, Lufttemp.: $-12,75^{\circ}$; Bodentemp.: $-4,0^{\circ}$;

Grönland (Ikatokfjordgletscher) am Nunatak in 4050 Fuss = 1272 Meter M. H., Lufttemp.: $-7,9^{\circ}$;
Bodentemp.: $-0,9^{\circ}$.

»Die Masse in den von Höhen umgebenen tiefsten Theilen des Inlandeises ist ebensowenig in nennenswerther Bewegung wie das Wasser auf dem Boden eines tiefen See's oder in einem tiefen Meer« — sagt NORDENSKJÖLD l. c. 207. Die »fossilen Gletscher« Alaska's beweisen die Unbeweglichkeit von 300 Fuss dickem Plateaueis; wie soll man nun erklären, dass ein Gletscher von den skandinavischen Kölen beispielsweise bis Rüdersdorf sich nicht nur erstreckte, sondern mit so grosser Geschwindigkeit bewegte, dass er die ihm zugeschriebene mechanische Arbeit leisten konnte? auf einem Wege, dessen summarisches Gefälle (von Unebenheiten und Gegenfällen ganz abgesehen) 5—6 mal kleiner ist als das Gefälle vom Kreuzberg (bei Berlin), entlang der Bellealliance- und Friedrichstrasse, bis zur Weidendammer Spreebrücke; wie kann der Firn auf dem Plateau von Grönland oder von Spitzbergen's Nordostland die Gletscher ernähren, welche sich in die Fjorde ergiessen, wenn er ganz unbeweglich wäre?

Von der s. g. Dilatationstheorie können wir bei Firn- und Gletscherbewegung ganz absehen; wäre dieselbe auch nicht schon durch FORBES so gründlich widerlegt worden, dass selbst ihre eifrigsten Verfechter CHARPENTIER und AGASSIZ sie übergaben, so würden die Unzahl klaffender Spalten, welche das Eis, sowohl der Alpen- als Inlandgletscher, dismembriren, jeden Gedanken an continuirliche Gletscher-Bewegung durch wechselweise Zusammenziehung und Ausdehnung der einzelnen Eiskörper ausschliessen.

Dicke des Eises.

Eine auf nahezu ebenem Boden abgelagerte Firnmasse kann durch Abschmelzwässer die Beweglichkeit und Arbeitsfähigkeit des unten vor beginnenden Gletschers befördern, und durch Abbrechen am Rand dessen Masse vermehren. Wenn der Firn nicht jährlich soviel an Masse einbüsste, als er durch Schneefall gewinnt, so müsste er sich überhöhen; Inlandgletscher würden auf dem Rücken am dicksten sein und Profile zeigen, welche von den beobachteten völlig abweichen. Aus meinen Beobachtungen am Gotthard (l. c. S. 61—72; 152) ergibt sich, dass die Dicke der ehemaligen Tessin- und Reussgletscher vom Firngebiet abwärts zunahm; da das Verhältniss bei Inlandeis aber ein anderes sein kann, so habe ich versucht aus NORDENSKJÖLD's und KORNERUP's Schilderungen einige Anhaltspunkte zur Abschätzung der Dicke von Inlandeis zu gewinnen. Wenn NORDENSKJÖLD auch nicht das von ihm gesuchte eisfreie grönländische Binnenland gefunden hat, so berechtigen meteorologische Gründe doch zur Annahme, dass die atmosphärischen Niederschläge, besonders Schnee, landeinwärts abnehmen, namentlich nahe den Kältepolen. (Nach HANN's Atlas der Meteorologie Bl. XI ist das jährliche Niederschlagsquantum an Grönland's Süd- und Südwestküste 60—130 Centimeter; ostwärts und nordwärts 20—60 Centimeter.) Deshalb ist a priori zu erwarten, dass der Firn im Binnenland geringere Dicke besitzt, als der ihn umwallende Gletscher (continuirliche Bewegung beider vorausgesetzt). Etwa 73 Kilometer vom Rand des Ikatokfjordgletschers erreichten JENSEN und KORNERUP aus dem Eis hervorragende Klippen (Nunatakker): hier war die lokale Eisdicke also = Null; aber auch »ostwärts war das Eis an mehreren Stellen zersplittert, und es sah aus als ob die Klippen unter dem Eis fast zu dessen Oberfläche reichten und daran wären, als Nunatakker durchzubrechen« (l. c. S. 178). Nächst unter JENSEN's Nunatakker besitzt die Oberfläche des Ikatokgletschers ein $4\frac{3}{4}$ Kilometer langes Gegengefälle von 0,0132, welches dem schrägen Abschnitt des oberen Gletscherrandes gegen den Klippberg zukommt. Das

Gefälle der Oberfläche auf den nächsten $9\frac{1}{4}$ Kilometer abwärts beträgt aber 0,0054 (siehe Karte, l. c. S. 166); daher ungefähre Eisdicke daselbst: $4750 \times [0,0132 + 0,0054] = 88$ Meter. NORDENSKJÖLD und die von ihm ausgeschickten Lappen haben dagegen auf dem Inlandeis des Aulaitsivik (= Tasiusarsoakfjord)gletschers keine Nunatakker bemerkt, nachdem die Randklippen passirt waren. Dürfte man annehmen, dass die zwischen den Lappstationen 1626 Meter und 1947 Meter (siehe Karte No. 2 zu NORDENSKJÖLD's citirtem grönländischem Reisewerk) 97 Kilometer weit gleichförmig ansteigende Firnfläche dem vom Gletscherfuss gleichmässig ansteigend gedachten Boden des Inlandeises parallel verläuft, so wäre die Firndicke zwischen diesen Stationen 800 Meter; doch sind die hier gemachten Annahmen derartig, dass die wirkliche Dicke nur ein Bruchtheil dieses Grenzwertes sein kann. Da die Firnfläche auf Spitzbergen's Nordostland 2000 Fuss ü. M. lag, so kann die Eisdicke auch hier nur einen Bruchtheil davon oder von 600 Meter betragen.

Unter derselben Annahme, wie sie eben für den Firn des Aulaitsivikgletschers gemacht wurde, ergibt sich als Eisdicke desselben zwischen Station 12 (1014 Meter) und 18 (1510 Meter): 225 Meter; zwischen 18 und der Depression (1550 Meter) vor dem äussersten Firnrand ca. 360 Meter. NORDENSKJÖLD und BERGGREN beobachteten auf ihrer ersten Wanderung über den Aulaitsivikgletscher, etwa 40 Kilometer von dessen Rand, einen Gletscherbrünnen. »Die gewaltige brausende Wassermasse hatte sich ein vertikales Loch gebohrt, vermuthlich bis hinab auf den sicherlich mehr als 1000 Fuss (300 Meter) tiefer liegenden Felsboden des Gletschers« (l. c. S. 149). Als Dicke des Ikatokgletschers, zwischen den Stationen 2730 Fuss und 4070 Fuss, d. i. der Mittelpartie zwischen den oberen Nunatakker und den Randklippen, ergibt die Construction 390 Meter.

Die Abbrüche der Spitzbergengletscher gegen das Meer sind 30 — 100 Meter hoch; der Abbruch des Tasiusarsoakgletschers (Station 1 — 2 auf Profil zu oben erwähnter Karte) circa 250 Meter; Abbruch des Ikatokgletschers (Karte auf S. 166 von NORDENSKJÖLD's Werk) 840 — 820 Fuss oder 257 Meter:

die Dicke eines 35 Meter aus dem Wasser hervorragenden Eisklotzes berechnet NORDENSKJÖLD zu 250 Meter (l. c. S. 414).

Obwohl diese Ziffern nur rohe Approximationen sind, so lassen sie doch erkennen, dass man im allgemeinen die Dicke des Inlandeises wohl überschätzt hat. Sie muss in Folge lokaler Verhältnisse und verschiedener Geschwindigkeit des Eisstromes nothwendig variiren; aber man darf mit Grund annehmen, dass sie sich im Unterlauf zwischen den Grenzen 100 Meter und 400 Meter bewegt. Nach den Daten vom Ikatokgletscher nimmt die Eisdicke landeinwärts ab (390 Meter und 90 Meter); die Abnahme am Aussenrand (390 Meter und 260 Meter) ist Folge der Ausbreitung und des Schwynt.

Selbst bei geringen Schneeniederschlägen im Inneren eines Landeisfeldes müsste aber im Verlauf der Zeit die Firndicke zunehmen, wenn nicht eine Abfuhr von Eis stattfände. Es hat eine Verdunstung und (im Sommer) Abschmelzung von der Oberfläche statt; eine Abschmelzung am Boden aber nur, wenn die Bodentemperatur über Null oder sehr wenig darunter liegt. Um Eis von -1° zu schmelzen, ist ein Druck von 133 Atm. oder 1400 Meter Eisdicke erforderlich. Wäre der Firn des Tasiusarsoakgletschers auch 800 Meter dick (was er nach obigem nicht sein kann), so würde er dennoch auf dem Boden festgefroren liegen bleiben, wenn daselbst die Temperatur $-0,6^{\circ}$ unterstiege. Diese Thatsache muss mancherlei Reflexionen wecken über das Klima zur Eiszeit und die Meereshöhe, in welcher sich bei demselben schreitendes Inlandeis bilden konnte.

Schmelzwasser zwischen Firneis und seinem ganz glatt gedachten Felsboden muss zwar den Reibungscoëfficienten ¹⁾ vermindern. Würde derselbe aber auch nur 0,03, so könnte der Firn des Tasiusarsoakgletschers doch nicht abgleiten, denn die mittlere Neigung zwischen den Stationen 1626 Meter und 1947 Meter beträgt auf 97 Kilometer Entfernung nur 0,0033. Dagegen muss das Firnschmelzwasser die Bewegung des in tieferem Niveau beginnenden eigentlichen Gletschers befördern;

¹⁾ Nach HOPKINS ist der Reibungscoëfficient von solidem Eis auf rauhem Sandstein in $20^{\circ} = 0,364$.

und sollte solches Wasser hohem Druck seine Entstehung aus Eis verdanken, so ist selbst denkbar, dass es an einer anderen Stelle, wo der Druck aus irgend welchem Grund geringer ist, wieder gefriert. Dadurch wäre allerdings eine durch Umlagerung bewirkte Fortbewegung der Firneismasse eingeleitet.

Schub am Abbruchrande.

Bei der geringen absoluten Festigkeit des Eises wird dasselbe unter mässigem Druck zerquetscht und es ist wohl hauptsächlich seiner (wenn auch nur wenig) unter Null liegenden Temperatur zuzuschreiben, dass sich die Scherben bei jeder Druckverminderung wieder consolidiren und dass festes Gletschereis in der Tiefe überhaupt existirt. Lose gefallener trockener Schnee und kleine Eisstücke besitzen einen Böschungswinkel von 30° . Bestünde ein zerquetschtes Eisfeld von der Dicke d aus losen (nicht wieder zusammengefrorenen) Körnern, so würden dieselben gegen eine vertikale Wand von 1 Meter Breite und d Meter Höhe den Druck $\frac{1}{2} d^2 \cdot 920 \left(\text{tn} \cdot \left[45 - \frac{30}{2} \right] \right)^2 = 153,32 d^2$ Kilogramm ausüben, wenn 1 Kubikmeter Eis 920 Kilogramm wiegt. Dieser Druck stellt eine bewegende Kraft vor, welche aber nur am Aussenrand der horizontalen Eisdecke wirksam werden kann, weil die in ihrem inneren vorhandenen gleichartigen, nach allen Richtungen wirkenden Drücke sich aufheben. Ist der Aussenrand frei, so böschet sich (da dann diesem Druck kein Gegendruck entgegensteht) das Eisfeld ab, und zwar wegen anderer noch dazwischentretender Einwirkungen meist in einer convexen continuirlich gerundeten Fläche, wie solche auch die Säume von Gletschern auf ebenem Boden zeigen (siehe z. B. die Zeichnungen auf S. 146 von NORDENSKJÖLD's Buch). Mit dieser Herstellung des Gleichgewichts ist die Bewegung des Plateaueises auf horizontaler Fläche aber auch beendet; und wenn es — wie Alaska's »fossile Gletscher« — durch eine Schuttdecke gegen Abschmelzung von oben und etwaige Verdickung durch neue Schneemassen geschützt ist, so bleibt es, wenn die Temperatur seiner Unterlage 0° untersteigt, unverändert; oder es schmilzt allmählig von unten ab,

wenn die Bodentemperatur 0° übersteigen sollte. Denkt man sich dagegen den Plateaufirn über eine flachgewölbte Fläche ausgebreitet, auf welcher er weiter abwärts in (aus anderen Gründen bewegten) Gletscher übergeht, d. h. so zu sagen von einer Gletscherwand umzogen, so schiebt er auf diese mit einem nach obigem zu beurtheilenden Druck, welcher die Bewegung des Gletschers fördern mag; weicht die Gletscherwand, so folgt ihr die Firnböschung, und so lange Schneefälle den Firn zu conserviren vermögen, dauert diese Beweglichkeit, wenigstens an seinem Rand gegen den Schreitgletscher.

Die Schilderungen des Inlandeises auf Spitzbergen's Nordostland scheinen mir Belege für diese Anschauungsweise zu bieten. Nur bestand dort die Dismembrirung des Firneises nicht in Zerquetschung zu kleinen Scherben, sondern in Zerreiſung zu langen Bändern durch Spalten in Streichrichtung der nach dem Busen nördlich von Cap Mohn sich senkenden Gletscherfläche. Entlang diesen Spalten (siehe Figuren bei NORDENSKJÖLD S. 162 und 163) sitzt das Firneis nach dem eigentlichen Gletscher hin ab; Querspalten zerlegen die Eisbänder in Blöcke, welche den oben für Eisscherben bezeichneten mechanischen Vorgängen gleichwohl unterliegen. Aus dem Profil des Tasiusarsoakgletschers (Karte No. 2 zu NORDENSKJÖLD's Reisewerk) möchte ich schliessen, dass nahezu unbeweglicher Firn, dessen Masse wesentlich nur durch Abschmelzung von oben regulirt wird, sich von Station 1561 Meter (176 Kilometer vom Gletscherrand) landeinwärts zieht. Vor ihm liegt (zwischen Station 18 = 1510 Meter und 1561 Meter) eine etwa 60 Kilometer breite flachwellige Depression, unter welcher die Eisdicke vermuthlich am bedeutendsten ist. Hier sammeln sich die oberflächlichen Schneeschmelzwässer in Seen und Flüssen, deren Ausdehnung auf weniger Eisspalten deutet. Auch dies Gebiet dürfte trotz seiner sommerlichen Wasserdecke noch in die Kategorie des unbeweglichen Plateauaises gehören; an seinem Rand, bei Station 18, beginnt erst der eigentliche, 0,013 abfallende, 118 Kilometer lange Gletscher, und zwar mit sehr zerrissenem Eis. Solchem begegnete man im übrigen besonders an Stellen, wo der Gletscher sein Gefälle plötzlich änderte, bei Station 4—5; 11; 14.

Gletscherbewegung.

Im Vorgehenden wurde schon einiges erwähnt, was ausser Firn auch Gletscher betrifft, und worauf deshalb im Folgenden Bezug zu nehmen sein wird. Rutschte das Gletschereis auf einer glatten schiefen Ebene einfach ab, so müsste diese eine Neigung besitzen gleich dem Reibungswinkel zwischen Eis und (wir wollen annehmen) polirtem schlüpfrigem Gestein, entsprechend etwa dem Reibungscoefficienten eines stahlbeschlagenen Schlittens auf Eisbahn, d. i. $\varphi = 0,03$, wozu der Reibungswinkel $1^{\circ} 43'$ gehört, Auf sanfter geneigtem Boden würde sich unter der gemachten Voraussetzung kein Gletscher bewegen, nicht einmal wenn der Boden eine mathematische Ebene wäre. Dass die Dilatation nicht vis motrix sein kann, wurde schon oben auseinandergesetzt. Man hat öfters gesagt, dass die im Firngebiet sich anhäufenden Schnee- und Eismassen durch ihren Druck Bewegung des Firns und Gletschers verursachen könnten; dass dies mit Firn auf horizontaler Unterlage nicht, an seinem Gletscherrand aber nur in sehr beschränktem Maass der Fall sein kann, wurde im vorigen Abschnitt gezeigt; ebenso dass die Voraussetzung einer grossen Schnee- oder Eistiefe inmitten von Inlandeis überhaupt weder der Erfahrung entspricht, noch meteorologischen Regeln. Eher könnte man schliessen, dass atmosphärische Niederschläge die Dicke des den Firn umwallenden Landeises in nach aussen zunehmendem Maasse direkt vermehren.

Setzen wir die oben (unter »Firn«) begonnene mechanische Betrachtung über den Schub durch Abrutschung zertrümmert gedachten Eises weiter fort, so ergibt sich folgendes:

Der Schub auf eine 1 Meter breite vertikale Wandfläche inmitten einer d Meter dicken Eisschicht auf horizontaler Unterlage beträgt: $P = \frac{1}{2} d^2 \gamma \left[\tan\left(45 - \frac{\rho}{2}\right) \right]^2$, wenn γ das Gewicht von 1 Kubikmeter Eis, ρ der natürliche Böschungswinkel der Eiskörner. (Der von beiden Seiten gleich grosse Schub hebt sich diesfalls in der Wand auf.) Für diesen Ausdruck können wir schreiben: $P = \frac{1}{2} d^2 \gamma \cot^2 \rho \frac{\sin^2 \rho}{(1 + \sin \rho)^2}$; und da $\frac{1}{2} d^2 \cot^2 \rho = f =$ dem dreieckigen Querschnitt des auf der Ablösungsfläche gegen die Wand

schiebenden Eiskeiles: $P = f \gamma \frac{\sin 2 \rho}{2 (1 + \sin \rho)^2} \dots \dots \dots 1^0$.

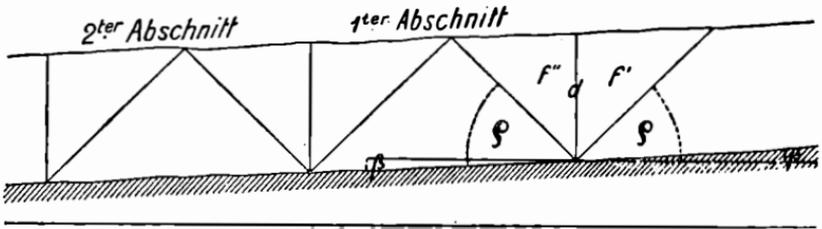
Ist die Eisschicht um den Winkel β gegen den Horizont geneigt, so besitzt der abwärts gegen die gedachte Wand schiebende dreieckige Keil den Querschnitt $f' = 1/2 d^2 \frac{\cos \beta \cos \rho}{\sin (\rho - \beta)}$, und übt den

Druck $P' = 1/2 \cdot d^2 \gamma \frac{\cos \beta \cos \rho}{\sin (\rho - \beta)} \cdot \frac{\sin 2 \rho}{2 (1 + \sin \rho)^2}$ gegen sie aus. Der aufwärts schiebende Keil hat dagegen den Querschnitt

$f'' = 1/2 d^2 \frac{\cos \beta \cos \rho}{\sin (\rho + \beta)}$ und drückt mit $P'' = 1/2 d^2 \gamma \frac{\cos \beta \cos \rho}{\sin (\rho + \beta)} \cdot \frac{\sin 2 \rho}{2 (1 + \sin \rho)^2}$.

Die Druckdifferenz, welche die Wand abwärts zu schieben sucht, ist mithin: $P' - P'' = 1/2 d^2 \gamma \frac{\cos \beta \cos \rho \sin 2 \rho}{2 (1 + \sin \rho)^2} \left(\frac{1}{\sin (\rho - \beta)} - \frac{1}{\sin (\rho + \beta)} \right)$

oder angenähert, $P' - P'' = 1/2 d^2 \gamma \sin \beta \frac{\cot \rho^2 \sin 2 \rho}{(1 + \sin \rho)^2} \dots 2^0$.



Denkt man sich einen Gletscher von grosser Länge, gleichförmiger Dicke und Neigung, durch Querwände in so viele Streifen zerlegt, dass die gegen jede Wand drückenden Böschungskeile je die Gletscherdicke einnehmen, so repräsentiren die in jedem dieser Streifen stattfindenden Schubdifferenzen $P' - P''$ den Schub des Gletschers. Ein solcher Streifen hat (hier die stets klein anzunehmende Neigung des Bodens ausser Acht gelassen) pr. Breiten-einheit das Volumen $2 d^2 \cot \rho$, und das Gewicht $2 d^2 \cot \rho \cdot \gamma$, womit er auf der schiefen Ebene mit der Kraft $2 d^2 \cot \rho \gamma \sin \beta$ abzurutschen strebt, welcher der Reibungswiderstand $2 d^2 \cot \rho \cdot \gamma \cdot \varphi \cdot \cos \beta$ entgegenwirkt ($\varphi =$ Reibungscoefficient). Wir erhalten also die Gleichgewichtsgleichung:

$$1/2 d^2 \gamma \sin \beta \frac{\cot \rho^2 \sin 2 \rho}{(1 + \sin \rho)^2} + 2 d^2 \cot \rho \gamma \sin \beta = 2 d^2 \cot \rho \cdot \gamma \cdot \varphi \cdot \cos \beta;$$

woraus angenähert:

$$\cot \beta = \frac{1}{\varphi} \left(1 + \frac{1}{4} \cdot \frac{\cot \rho \sin 2 \rho}{(1 + \sin \rho)^2} \right) = \frac{1}{\varphi} \left(1 + \frac{1}{2} \left[\frac{\cos \rho}{1 + \sin \rho} \right]^2 \right) \dots 3^0$$

für den Neigungswinkel β einer glatten Ebene, auf welcher unter den gemachten Voraussetzungen ein Gletscher in Bewegung kommen kann.

Das wesentlichste Ergebniss dieser ganz elementaren Untersuchung ist, dass die Dicke des Gletschereises bei dieser Bewegungsweise schliesslich nicht in Betracht kommt, weil sowohl der Schub als der Widerstand gleichzeitig mit der Eisdicke zunehmen; dass also Theorien hinfällig werden, nach denen vielfach grössere Dicke diluvialen Gletschern ermöglicht haben soll hunderte von Meilen über so flach gencigten Boden zu rutschen, dass jeder Gletscher jetziger Dicke darauf als Plateauais liegen bleiben würde. Gegen die gemachte Praemisse (Schub durch Abrutschung zertrümmert gedachten Eises) könnte eingewendet werden, dass theils die Cohäsion des Eises vernachlässigt worden ist, d. h. die Höhe auf die es sich senkrecht abschneiden lässt, ohne nachzurollen, theils etwaige Belastung desselben. Es wäre leicht diese beiden Variablen mit in Rechnung zu ziehen — das Wesen des Schlussresultates würde dadurch aber nicht geändert. Ich habe sie nicht berücksichtigt, weil als Belastung eines Gletschers doch nur Eis und Schnee in Betracht kommen können, von denen letzterer aufhört todte Belastung zu sein sobald er an der Böschung Theil nimmt, ersteres aber schon bei mässiger Dicke unter seinem Gewicht zertrümmert sein und gleich dem übrigen Gletschereis schieben müsste. Cohäsion, in oben angedeutetem Sinn, besitzt das Gletschereis ohne Zweifel, sonst gäbe es keine Gletscherabbruchwände und keine Eisberge. Wie schön einmal angemerkt wurde, ist die angenommene Zerdrückung des Eises aber nur als momentaner Zustand aufzufassen, welchem Wiederverfestigung folgt, sobald der Druck aus irgend welchem Grund nachlässt. »Dieses ununterbrochene Oscilliren der einzelnen Theile zwischen zwei Aggregatzuständen verursacht eine ständig anhebende und ständig wieder gebremste Bewegung und verleiht dem Gletschereis als Ganzem gleichzeitig die Eigenschaften des Festen und Flüssigen« (Geol. Beob. im Tessinthal S. 71, 72); d. i. »Viscosität«. Das Wesen und die Bedingung der Gletscherbewegung durch Viscosität findet in den oben entwickelten Gleichungen theilweise ihren Ausdruck; anstatt

des Böschungswinkels ρ hätte man einen Viscositätswinkel einzuführen, welcher sich zwar direkter Beobachtung entzieht (weil nur im Inneren der Gletschermasse toto et tanto statthabend), aber zwischen 0^0 und 30^0 liegen dürfte, nämlich zwischen dem Böschungswinkel des Wassers und jenem von Eisscherben oder losem trockenem Schnee.

Führen wir in obenstehenden Ausdruck für

$\cot \beta = \frac{1}{\varphi} \left(1 + \frac{1}{2} \left[\frac{\cos \rho}{1 + \sin \rho} \right]^2 \right)$ ein: $\varphi = 0,03$, $\rho = 30^0$, so wird der Neigungswinkel β der glatten Ebene, auf welcher ein Gletscher aus angenommenem Grund gerade noch gleitet: $\beta = 1^0 29'$ ($\cot \beta = 38,89$; $\tan \beta = 0,0254$). Dieser Winkel ist $14''$ kleiner als der Reibungswinkel des Eises auf glatter Unterlage ($1^0 43'$); und die Differenz ein Maass für den Antheil, welchen innere Drücke an der Gletscherbewegung haben ¹⁾.

Vergleichen wir mit diesen theoretischen Werthen die Gefälle bestehender Gletscher. In der Schweiz variiren dieselben zwischen 3^0 und 50^0 , doch sind so steile Eisgehänge gar nicht mehr als Gletscher zu rubriciren. Die Oberflächeuneigung Spitzbergischer Gletscherströme ist $10-20^0$. Das Inlandeis des Spitzberger Nordostlandes senkt sich nach der Wahlenbergbay mit ca. $0,023 = 1^0 20'$, sein Boden mit ca. $0,014 = 0^0 47'$, wenn man Länge = 25 Kilometer, M. H. = 2000' schwed. = 593 Meter, Dicke (oben) = 250 Meter annimmt. Das Grönländische Inlandeis fällt von der letzten Lappstation in 1947 Meter M. H. zum Tasiusarsoakfjord auf 340 Kilometer Entfernung,

¹⁾ Bewegte sich viscoses Eis, mit dem schätzungsweise angenommenen Böschungswinkel $\rho = \frac{0+30}{2} = 15^0$ und Reibungscoëfficienten $\varphi = \frac{0+0,03}{2} = 0,015$, genau nach demselben Gesetz wie zertrümmertes Eis, so würde ein daraus bestehender Gletscher auf $\beta = 0^0 9'$ geneigter glatter Ebene fließen ($\cot \beta = 359,7$; $\tan \beta = 0,0028$). Da aber für die Wahl von φ und ρ ein weiter Spielraum bleibt, welcher bei Mangel an Beobachtungsmaterial auch nicht leicht eingeschränkt werden kann, so dürfte es nützlich sein die Grenzen zu kennen, innerhalb welchen β liegen kann, durch Einführung von Extremwerthen für φ und ρ .

Es wird für $\varphi = 0$ und $\rho = 0$: $\cot \beta = \infty$; $\beta = 0$

$\varphi = 0$ » $\rho = 90$: » $\beta = \infty$; $\beta = 0$

$\varphi = 1$ » $\rho = 0$: » $\beta = 1,5$; $\beta = 33^0 40'$

$\varphi = 1$ » $\rho = 90$: » $\beta = 1,0$; $\beta = 45^0$.

summarisch 0,0057 ab; oder nach Abzug von 250 Meter Eisdicke (bei Station 1947), mit 0,005 = $0^{\circ} 17'$ Bodengefälle. Der 118 Kilometer lange Gletscherstrom desselben (von Station 18 abwärts) besitzt eine Oberflächenneigung von 0,0128 = $0^{\circ} 45'$, und (nach Abzug von 250 Meter Eisdicke bei 18^o) ein Bodengefälle von 0,0107 = $0^{\circ} 35'$. Von 18^o, in 1510 Meter M. II. bis 1947 Meter auf 162 Kilometer 0,0024 = $0^{\circ} 9'$. Der Absturz des Ikatokfjordgletschers hat zwischen Station 1690' und Itivdlek (siehe Karte l. c. S. 168) auf 12 Kilometer in Bogen gemessene Länge ein Bodengefälle von 0,0228 = $1^{\circ} 18'$, wenn man oben 257 Meter Eisdicke von der Meereshöhe abrechnet; zwischen JENSEN's Nunatakker (4050') und Station 1690' auf 56 Kilometer Länge ein Gefälle von 0,0132 = $0^{\circ} 46'$ ohne, 0,0177 = $1^{\circ} 1'$ mit Berücksichtigung der Eisdicke unten, zwischen JENSEN's Nunatakker und Itivdlek ein summarisches Gefälle von 0,0187 = $1^{\circ} 4'$.

Der nur $0^{\circ} 9'$ resp. $0^{\circ} 3'$ abfallende Firn des Tasiusarsoakfjordgletschers muss also unbeweglich liegen, selbst wenn er nicht auf dem Boden aufgefroren wäre, und selbst wenn man ihm einen den willkürlichen Annahmen der vorgehenden Anmerkung entsprechenden Grad der Viscosität beimessen wollte; seine Masse wird äquilibrirt durch Schneefälle einerseits (denen der Küste wohl nachstehend), und oberflächliche Abschmelzung andererseits. Die Schreitgletscher des Inlandeises können bei einem Gefälle von $0^{\circ} 35'$ und $1^{\circ} 18'$ nicht durch Gleiten und inneren Druck des Eises in Bewegung erhalten werden; denn dazu wäre auf mathematischer Ebene ein Gefälle von $1^{\circ} 29'$ erforderlich. Die vorstehend verzeichneten Totalgefälle des Inlandeises, von Firnmitte bis Gletschermündung $0^{\circ} 47'$, $0^{\circ} 17'$, $1^{\circ} 4'$ reichen noch weniger aus um seine Bewegung zu erklären.

Wir müssen also noch nach anderen Ursachen für die Bewegung von Gletschereis suchen als Gleiten, erleichtert durch inneren Schub. »Alle anderen Bewegungsursachen in ihrem Werth gelassen, glaube ich, dass das Eis mancher Gletscher auf der schlammigen Grundmoräne wie mit einem Untereismuhrgang zu Thale geht. Der Schlammstrom folgt natürlich den Bodenvertiefungen; die einmal in Bewegung befindliche grosse Eismasse

muss aber auch über die nackten zwischenliegenden Klippen schieben — ; dass dabei die Geschwindigkeit an verschiedenen Querprofilpunkten des Eisstromes sehr ungleich werden kann, ist ganz natürlich, ebenso die Unregelmässigkeit der Bewegung einzelner Bruchstücke des Gletschers etc.« (Geol. Beob. im Tessinthal, S. 51, 52). »Der Boden eines Gletschers kann niemals gleichförmig abgescheuert werden; denn in seinen Unebenheiten und Vertiefungen arbeitet die ungleich vertheilte und bewegte Grundmoräne verschieden und viele im Gletscherbett hervorragende Klipphöcker werden von ihr umspült, aber weniger überspült und hauptsächlich nur vom übergeschobenen Eis bearbeitet« (ibid. S. 55). »Nach dieser Anschauungsweise würde das Hauptsächliche eines mächtigen Gletscherstromes, wenigstens in seinem Unterlauf, nicht mehr das Gletschereis sein, sondern vielmehr die darunter sich wälzende Grundmoräne, vergleichbar mit dem Schutt der Wildbäche, Muhren, Laves, Moyas, Nants sauvages u dergl. Und gleichwie beim Ausbruch eines Wildbaches der Mantel eines Schuttkegels nur zu relativ geringer Tiefe wieder durchfurcht und in Bewegung gesetzt wird, gleichwie in einem geschiebereichen Alpenfluss die Gerölleunterlage des Bettes nur zu geringer Tiefe aufgerührt und thalwärts geführt wird, dürfte auch der auf flachgeneigtem Thalweg über dicke Grundmoräne fliessende Gletscher schliesslich nur noch die oberen Lagen derselben in Bewegung erhalten, während die unteren zusammengepackt liegen bleiben. Der Uebergang aus der unbewegten in die mitbewegte Schuttmasse und aus dieser in den eigentlichen Schuttstrom wäre ein allmählicher, die Grenze eine örtlich und zeitlich schwankende. Der Grundmoräne mischen sich Eisblöcke bei, nach oben (im Querschnitt) mehr und mehr, bis sie eine zusammenhängende Decke von Packeis, schliesslich von Gletschereis, bilden. Der Schuttstrom wäre also in diesem Falle das Bewegende, das Gletschereis das Bewegte — aber dennoch von Bedeutung für den ganzen Vorgang durch seine innere Beweglichkeit, durch das Schmelzwasser, womit es die Grundmoräne ständig breiartig flüssig erhält, durch das Schuttmaterial, welches es von oben zuführt. Von einer Erosion des Gletscher- (bezügl. Grundmoränen-)

bodens kann in diesem Fall keine Rede mehr sein, und hierdurch wird die Möglichkeit oder Wahrscheinlichkeit von Thalbildung durch Gletscherwirkung noch mehr eingeschränkt« (ibid. S. 77). »Die Auffüllung ganzer Thalstrecken mit Grundmoräne und hydrodynamische Nothwendigkeiten lassen einen Gletscherstrom, wenigstens in seinem Unterlauf als eisbedeckten Schlammstrom erscheinen. Die Eisdecke ist zwar keineswegs unwesentlich; immerhin aber führt diese Anschauungsweise zu einer Vermittelung der älteren (SAUSSURE, v. BUCH, C. ESCHER, SEFSTRÖM) und neueren Ansicht über das »Diluvium«. Ein Schuttstrom, welcher meilenweit und -breit durch das Thal wälzt, ist in der That eine »petrodilaunische Fluth« (SEFSTRÖM), trotz seiner Eismaske. Von früheren und jetzigen Ansichten über Dauer und Energie des Vorganges können wir zunächst absehen, solche Ansichten sind nicht ganz frei von der Willkür, womit man z. B. bei der Construction eines Profiles verschiedene Maassstäbe für Abscissen und Ordinaten wählen darf: das Profil wird verzerrt, aber deshalb nicht falsch. Durch die Annahme, dass sich das Untergletschermaterial nicht nur gleitend, sondern auch wälzend fortbewegt, und zwar in einer Fluth von Wasser (nächst unter dem Eis), hören viele Merkmale auf charakteristisch zu sein, durch welche man Gletscherschutt, Stromschutt, Wildbachschutt etc. in allen Fällen unfehlbar unterscheiden zu können vermeint« (ibid. S. 90).

Wenn Schweizer Gletscher bei mir die hier wiedergegebene Auffassung der Gletscherbewegung hervorriefen, so scheinen Grönländische (nach NORDENSKJÖLD's Schilderung) dieselbe noch mehr zu begründen; und dadurch gewinnt sie an Bedeutung für die Glacialtheorie der Diluvialbildungen, welche sich ja mehr auf die Erfahrungen an jetzigem Inlandeis stützen sollte als auf jene an Hochgebirgsgletschern. Knetiefe Schneebrähe und Wasser auf dem Eis war es, was NORDENSKJÖLD am 21. Juli Halt gebot (l. c. S. 227); Seen, Bäche, Flüsse, Wasserfälle sind Hauptzüge im Landschaftsbild grönländischen Binneneises. Ihren Weg auf dem Eis setzen diese enormen Oberflächenwassermassen, vermehrt durch die Bodenschmelzwässer, unter ihm fort;

entlang den verdeckten Thalzügen, welche schliesslich in Fjorden münden. Es handelt sich hier nicht mehr um Gletscherbäche, sondern um Ströme; Schlammströme mit Gesteinstrümmern und Eisbrocken beladen (die von Detritus durchsetzt sind), unter einer Decke von Packeis, das aufwärts in Eisblöcke übergeht, und durch diese in das weniger gestörte Gletschereis. Würde diesem ein Theil der Bewegung des Schlammstromes aber auch nicht direkt mitgetheilt, so würde es durch Unterspülung doch bald Stütze und Stabilität verlieren, und nachrutschen bis es auf dem Fjord schwimmt, aufbricht (l. c. S. 351), und sich vom Gletscher ablöst. Erfolgt eine solche Fortbewegung des Gletschereises zunächst auch nur in Linien über den Thalzügen, so werden die seitlichen Partien doch mit in die Bewegung gezogen, unter Mitwirkung von Gleiten, innerem Druck, Viscosität u. a. Ursachen; und das Endresultat ist Bewegung der ganzen Masse abwärts, mit an verschiedenen Punkten sehr verschiedener Geschwindigkeit, Stauungen hier, Beschleunigung dort. Die grösste Geschwindigkeit erhält das Eis, unter sonst gleichen Verhältnissen, über dem Hauptstrom des verdeckten Thalzuges; dadurch ist die ausserordentliche Geschwindigkeit des Jacobshavn-gletschers an seiner Mündung erklärlich: $3\frac{1}{2}$ — $22\frac{1}{2}$ Meter täglich, nach den Messungen von HELLAND und HAMMER (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1881, S. 693; NORDENSKJÖLD l. c. S. 154). RINK (ibid.) berechnete die Eismasse, welche jährlich in Jacobshavn ausfliesst, zu 144 Milliarden Kubikfuss — das entspricht dem Wasserquantum eines Flüsschen in derselben Zeit von 200 Fuss Breite 10 Fuss Tiefe bei 1 knop Geschwindigkeit; wie viel grösser als ein solches Flüsschen muss aber der Schlammstrom unter dem Jacobshavn-gletscher sein, mit grösserem Sammelgebiet als dem des Tasiusarsoak-gletschers, über welchem auf NORDENSKJÖLD's Karte No. 2 zu einer Entfernung von 150 Kilometer vom Fjord 17 selbstständige Flussgebiete verzeichnet stehen? Die genannten Milliarden Eis, welche in Jacobshavn münden, sind wohl nur ein Bruchtheil der Milliarden Wasser, welche sie transportirten; aber die Eisberge sieht man, die Wasserströme verlieren sich unbemerkt im Meer, nachdem sie ihre Arbeit verrichtet. Sollte die entsetzliche

Wirbelströmung zwischen Tasiusarsoak- und Aulaitsivikfjord, aus welcher »Sofia« mit knapper Noth wieder frei ging (l. c. S. 352 auch S. 111) nicht ebensowohl dem Wasserstrom des dort mündenden Gletschers zuzuschreiben sein als dem Gezeitenwechsel? ¹⁾.

Ein Blick auf die Karte über Grönland (NORDENSKJÖLD No. 5) zeigt, dass das Inlandeis auf der Westküste, bis hinauf nach Upernivik (73⁰ N. Br.), durch ein stellenweise 160 Kilometer breites Vorland vom Meer getrennt ist, welches letztere Gletscher nur an einzelnen Punkten im Hintergrund von Fjorden erreichen. Diese Fjorde erscheinen dadurch wie die Mündungen der Thalzüge aus dem Innern, in welchen sich die Untereisschlammströme wälzen und ihre Eisdecke mit sich ziehen. Wo zwischen grösseren Flüssen keine oder nur kleine Gletscherbäche unter dem Inlandeis hervortreten, ist dessen Ausschub unbedeutend, nicht grösser als dass im Verlauf des Sommers abschmelzen kann, was im ganzen Jahr hinzukam; hier erreicht der Eissaum den Meeresstrand nicht mehr, er mag stossen und schwynten, scheint aber im grossen Ganzen im Rückzug begriffen, denn Rundhöcker auf dem Vorland, u. a., beweisen, dass es einst gletscherbezogen war (Zeichnungen l. c. S. 112, 147 ²⁾).

Das Problem der Gletscherbewegung verwandelt sich nach Vorgehendem in ein unrein-hydraulisches. Betrachten wir es also aus diesem Gesichtspunkt, eingedenk dass es sich hier bei Benutzung hydraulischer Formeln lediglich darum handelt, über die theoretischen Bedingungen klar zu werden, unter welchen günstigsten Falles Bewegung eintritt. Entsprechen diese Bedingungen

¹⁾ Nach Druck dieses habe ich HAMMER's u. a. Berichte vom Jacobshavn-gletscher nochmals durchlesen und finde, dass viele der dortigen Erscheinungen geradezu zwingen dem Gletscherstrom die Hauptrolle bei Bewegung des Schreitgletschers zuzuthelen.

²⁾ Der besonders 1870 von NORDENSKJÖLD (u. a.) beobachtete Vorstoss grönländischer Schreitgletscher steht mit dem allgemeinen Rückzug des Landeisrandes nicht in causalem Widerspruch — beide sind durch vermehrte Abschmelzung bedingt, welche die Wassermasse der Untereisströme vergrössert und dadurch beschleunigte Abfuhr des Eises in den eigentlichen Schreitgletschern, also Vorstoss derselben, verursacht.

der Erfahrung nicht, so wird Bewegung (ans der angenommenen Ursache) um so weniger stattfinden können, als eine Menge Hindernisse vorliegen, die in der Rechnung keinen Ausdruck finden.

Nach EYTELWEIN (Mechanik fester Körper und Hydraulik) ist die Geschwindigkeit v eines Stromes mit dem Gefälle $\text{tn } \beta$, dem Querschnitt s , und Umfang p : $v = 89,35 \sqrt{\frac{\text{tn } \beta s}{p}}$ par. Fuss. Für einen unter Eis sich bewegenden Strom von der Tiefe a und Breite b ist $s = a b$, $p = 2 (a + b)$, $\frac{s}{p} = \frac{a b}{2 (a + b)}$; oder, wenn die Strombreite so gross angenommen wird, dass dagegen die Tiefe ausser Acht gelassen werden kann: $\frac{s}{p} = \frac{a b}{2 b} = \frac{a}{2}$. Daher $v = 89,35 \sqrt{\frac{\text{tn } \beta a}{2}} = 63,18 \sqrt{\text{tn } \beta \cdot a} \dots \dots \dots 4^0$.

Nach MUNCKE (Art. »Stoss« im Neuen GEHLER) wird eine Kugel vom Durchmesser δ und dem spec. Gew. γ in einer Flüssigkeit vom spec. Gew. 1 und der Geschwindigkeit v fortbewegt, wenn $\delta = 0,03943 \frac{v^2}{\gamma - 1}$ par. Fuss. Nehmen wir $\gamma = 2,5$ an, so wird $\delta = 0,0263 \cdot v^2 \dots \dots \dots 5^0$
 Gleichung 4^0 u. 5^0 zusammengezogen, ergeben $\text{tn } \beta = \frac{0,0095 \delta}{a} \dots \dots 6^0$.

MUNCKE's Formel setzt voraus, dass das Gerölle ganz in Wasser getaucht ist; daraus folgt als geringste hier zulässige Wassertiefe $a = \delta$, und als Grenzwert für β (unter dieser Voraussetzung): $\text{tn } \beta = 0,0005$; $\beta = 0^0 33'$.

Dies ist das geringste Gefälle, welches ein zwischen Boden und Eis fliessender Wasserstrom besitzen muss, wenn er fähig sein soll Geschiebe zu führen (deren Durchmesser die Wassertiefe erreichen darf), d. h. die hauptsächlichste Arbeit zu verrichten, welche Gletschern geologische Bedeutung giebt. Dies ist aber auch das Minimalgefälle, welches vorausgesetzt werden muss, wenn die Gletscherbewegung wesentlich durch den verdeckten Bodenstrom erregt und erhalten werden soll, wie wir zu beweisen unternommen haben. Nach S. 21/22 ist das Gefälle des

Wahlenbergbaygletschers (Spitzbergen): $1^0 20'$
ohne, $0^0 47'$ mit Berücksichtigung der Eisdicke.

Tasiusarsoakgletschers (Grönland) excl. Firn:
 $0^0 45'$ ohne, $0^0 35'$ mit Berücksichtigung der Eisdicke.

Tasiusarsoakgletschers (Grönland), trockener
Firn: $0^0 9'$ (Eisdicke kommt hier nicht in Betracht,
weil oben und unten gleich angenommen).

Tasiusarsoakgletschers (Grönland), nasser Firn:
 $0^0 3'$ (Eisdecke kommt auch hier nicht in Betracht).

Tasiusarsoakgletschers (Grönland), bekannte Länge;
 $0^0 17'$ (Eisdicke berücksichtigt).

Ikatokfjordgletschers (Grönland), ganze be-
kannte Länge: $1^0 4'$ (Eisdicke oben und unten = 0).

Ikatokfjordgletschers (Grönland), Zunge: $1^0 18'$
(Eisdicke berücksichtigt).

Ikatokfjordgletschers (Grönland), obere Partie:
 $0^0 46'$ ohne, $1^0 1'$ mit Berücksichtigung der Eisdicke.

Sehen wir von den Gefällen $0^0 9'$, $0^0 3'$, $0^0 17'$ ab, welche den schon aus anderen Gründen (S. 16 u. 21) als bewegungslos anzunehmenden Firn des Tasiusarsoakgletschers betreffen, so übersteigen alle übrigen das zur Entstehung von Gletscherbewegung theoretisch erforderliche Gefälle von $0^0 33'$, und hierin liegt ein empirischer Beweis für das richtige unserer Erklärung.

Wir fanden also, dass theoretisch folgende Minimalgefälle zur Erzeugung von Gletscherbewegung erforderlich wären:

- $1^0 43'$ wenn das Eis einfach abrutscht,
- $1^0 29'$ wenn die Abrutschung durch innere Schübe der zerquetschten Eismasse befördert würde,
- $0^0 33'$ wenn Wasserströme unter dem Eis dasselbe in Gang setzen sollen,
- ($0^0 9'$ wenn Viscosität mit geschätzten Coëfficienten angenommen wird).

Dagegen sind die Gefälle beweglichen Inlandeises (bewegungslose Firnfelder bei Seite gelassen) $0^{\circ} 45' - 47'$ ohne Berücksichtigung der Eisdicke, $0^{\circ} 35' - 1^{\circ} 20'$ mit Berücksichtigung derselben ¹⁾.

Facit.

Das von der Glacialtheorie vorausgesetzte Schreiten des nordeuropäischen Inlandeises der Diluvialzeit, in einer Ausdehnung von 2,1 Millionen Quadratkilometern bis zur äusseren Grenze skandinavischer Geschiebe, ist also nur dann mechanisch möglich gewesen, wenn das Gefälle von seinem Heerd nach der Peripherie wenigstens $0^{\circ} 33'$ oder $0^{\circ} 35'$ betrug, d. i. der Minimalbetrag des Gefälles beweglichen Inlandeises der Jetztzeit. Der Heerd des skandinavischen Eisstromes, welcher in Bogen die Ostsee, Rüdersdorf, Schlesien erreicht haben soll, ist auf der Ostseite der Syltoppar, etwa zwischen diesen, Wälanfjell, Helagstötär, Vigelfjell zu suchen, in einer Meereshöhe von 1790 Meter. Von da zu jedem Punkt der schwedischen (südöstlichen) Ostseeküste untersteigt das summarische Gefälle $0^{\circ} 35'$; bis Rüdersdorf, in ca. 60 Meter Meereshöhe und 1200 Kilometer Entfernung, beträgt es nur noch $0^{\circ} 5'$; bis zum Eulengebirge in 1380 Kilometer Entfernung, wo noch circa 560 Meter über dem Meere nordische Geschiebe abgelagert sind, gar nur $0^{\circ} 3'$. Damit bewegt sich kein Gletschereis, nicht einmal wenn man hochgradige Viscosität als Bewegungsursache annehmen wollte; die Annahme grosser Eisdicke hebt die Schwierigkeit nicht, ist nicht einmal statthaft, wenn die 200 Meter hohen Trappberge Westgothlands die Eisdecke überragten.

¹⁾ Denkt man sich eine sehr weite, geschlossene Eisdecke über horizontalem Boden, dessen Temperatur $> 0^{\circ}$, so muss das Schmelzwasser mit einer dem Druck (der Dicke) des Eises entsprechenden Geschwindigkeit auswärts fließen und kann auf seinem Weg unter dem Eis nicht nur jene mechanischen Arbeiten verrichten, welche den Gletschern geologisches Interesse verleihen, sondern auch seine Eisdecke mit sich zerren. Es ist leicht zu übersehen, wie sehr dieser ideelle Vorgang durch Nebenumstände beeinträchtigt werden muss; allenfalls würde bei ihm nicht mehr das Gletschereis das mechanisch wirksame sein, sondern die Muhre unter ihm.

Wenn das summarische Gefälle von Syltopparna bis Rüdersdorf aber auch ausreichte, eine Gletscherbewegung auf einfacher schiefer Ebene zwischen beiden Punkten aus hydraulischem Gesichtspunkt zu erklären, so würden die jetzigen topographischen Details in diesem Landstrich Europas eine solche Annahme unmöglich machen. Bestand damals die Ostseedepression, so musste in ihr die Fortbewegung des skandinavischen Eises und der Transport des Gletscherschuttes ein Ende nehmen; denn der bewegende Wasserstrom fand unter dem Eis einen Abzug westwärts, lief nicht bergauf nach Schlesien, und das Ostseebecken wäre die Grenze geworden zwischen den nordischen und mitteldeutschen Diluvialbildungen. Ich will die Consequenzen nicht weiter ausführen und hier mit dem Satz abbrechen: Die Inlandeistheorie in ihrem jetzigen, und selbst in beschränkterem Umfang ist unhaltbar, wenn sie nicht ein von dem gegenwärtigen völlig verschiedenes Relief der Ostseeländer voraussetzt oder als Ausgangspunkt wählt. Die Niveauschwankungen der Eiszeit sind nicht nur interessante Corollarien der Diluvialerscheinungen, sondern Vorgänge, welche zusammen mit klimatischen dieselben veranlassten und regelten. Ich glaube, dass HÉBERT sich einmal in ähnlichem Sinn ausgesprochen hat.

IV. Ablagerungen durch das Inlandeis.

Bevor wir das hochnordische Inlandeis verlassen und uns mit den Aenderungen des Wasserstandes in der Diluvialzeit beschäftigen, mögen einige Wahrnehmungen über das jetzige Eis des Nordens als geologisches Agens zusammengestellt werden, welche für die Beurtheilung diluvialer Bildungen von Interesse sind und in einem späteren Kapitel zu statten kommen.

Das Schuttmaterial, welches Hochgebirgsgletscher auf ihrer Oberfläche forttragen und endlich als Findlinge, Stirn- und Seitenmoränen liegen lassen, geht dem grönländischen Inlandeis ab, wenigstens bis dasselbe in die Defiléen der äusseren Randklippen tritt. Von JENSEN's Nunatakker schleppte das Eis

zwar eine breite Moräne $\frac{1}{4}$ Meile südwestwärts (S. 179); da wo keine Klippen hervorragten, deren Detritus auf das Eis hätte fallen können, fand aber NORDENSKJÖLD ausser Meteorstaub (Kryokonit) auf dem Binneneis kein Steinchen so gross wie eine Erbse. So müssen wir uns das ehemalige schwedische Binneneis vorstellen: selbst bei einer Mächtigkeit von nur ein paar hundert Metern hüllte es die rundlichen Granit- und Gneissberge fast ganz ein, denn dass diese damals wesentlich schroffere Formen gehabt hätten als jetzt, ist unwahrscheinlich, da ja schon die ältesten Sandsteine auf rundlich abrasirten Schichtenköpfen schwebend abgelagert worden sind, wie man z. B. bei Lugnås und am Kinnekulle sehen kann. Mag nun das schwedische Eis sich bis zum südlichsten nordischen Findling erstreckt oder viel weiter nördlich in ein Meer ergossen und in Eisberge aufgelöst haben, welche die Findlinge weiter trugen, auf dem Inlandeis können nur die wenigsten derselben transportirt worden sein, sondern in und unter ihm. Von den kantigen Findlingen, welche NORDENSKJÖLD aussen vor dem Inlandeis auf abgerundeten Gneissbergen einzeln liegen sah, bemerkte er (S. 187), dass sie alle aus derselben Gneissart wie die unterliegenden Klippen bestanden und nicht weit transportirt sein mochten, »ein merkwürdiges Verhalten, welches anzudeuten scheint, dass, im Gegensatz zu bisherigen Annahmen, ein Stück vom Rand des Inlandeises in dessen untersten Lagen ebensowenig Bewegung stattfindet als in den grössten Tiefen des Meeres.« Dies steht in vollem Einklang mit der im Vorgehenden entwickelten Ansicht, dass ein eigentliches Fortschreiten des Inlandeises über den Untereisstromzügen stattfindet, während die zwischenliegenden Partien so wenig vorrücken, dass sie am Rand abschmelzen können, ohne nur die Küste zu erreichen. Man darf sich deshalb auch nicht wundern, wenn am Saum des Inlandeises »weder grosse dauerhafte Moränen zu finden waren, noch Spuren von Sandåsar.« Die für das Diluvium wichtige Transportthätigkeit des Inlandeises haben wir in den Gletscherströmen und deren in die Fjorde geschobenen Eiszungen zu suchen. Letztere sind, wie Gletscherabbrüche zeigen, imprägnirt mit feinem lehmigem Detritus, Geschieben,

Geröllen, Blöcken; im Wasser der Gletscherströme ist Schlamm suspendirt. Dieses gesammte Material fällt der Drift anheim. Die eigentliche Grundmoräne füllt Vertiefungen unter dem Eis und im Bett des Untereiswasserstroms an solchen Stellen, wo dessen Geschwindigkeit so abnimmt, dass Geschiebe nicht mehr fortbewegt werden können; was davon den Fjord erreicht, lagert sich ab wie der Schuttkegel eines Wildbachs vor seiner Mündung in einen See¹⁾. Die petrographische Diagnose von »Grundmoräne« ist oft ganz unsicher. In »Geol. Beob. im Tessinthal« S. 72, 77, 79, 80, 82, 86, 90 habe ich darauf hingewiesen, dass Moränenschutt, Wildbachschutt, Lawinenschutt, Gehängeschutt u. dergl. Gebilde gleicher Construction sind. »Einzelne Steine mögen gekritzelt sein — wie solche auch in gewöhnlichen Muhren vorkommen; andere abgerollt — wie Flussgeschiebe; die chaotische Hauptmasse der Grundmoräne aus abgekanteten Steinen, unaufbereitetem Schutt, Grand, Sand und Schlamm bestehend — wie Wildbachschutt, kann Becken umschliessen, in denen dieselben Materialien geschichtet sind, wie in Flüssen und Seen. Alle diese Verhältnisse lassen sich in partibus an den Grundmoränen und Bächen jetziger Gletscher wahrnehmen, auch auf den Böden schwindender. Handelt es sich aber darum, nach vereinzelt Aufschlüssen zu entscheiden, ob eine gegebene alte Schuttanhäufung glacialen, torrentiellen, fluviatilen oder lacustren Ursprungs sei, so ist eine befriedigende Antwort ohne Berücksichtigung vieler Nebenumstände oft nicht leicht; und wohl wenn dabei als Entscheidungsgründe nicht Voraussetzungen zur Geltung kommen, deren Richtigkeit gerade geprüft werden soll« (l. c. S. 78). NORDENSKJÖLD sagt (Grönland S. 127): »Krossstensgrus, d. i. Lehm und Grus gemischt mit kantigen Steinbrocken, habe ich auf Spitzbergen und Grönland nicht nur unter den rein glacialen Bildungen getroffen, sondern auch auf dem niedrigen Vorland am Gebirgsfuss. Es bildet daselbst eigenthümliche, wassergetränkte, deutlich durch die Frühlingsfluth von den nächsten

¹⁾ Diese allmälige Auffüllung der Eisfjorde, von hinten nach vorne, mag auch ein Grund sein, wesshalb die grönländischen Schreitgletscher stossen, denn der Ausfluss des Untergletscherstromes wird dadurch nach aussen verschoben.

Berghöhen herabgeführte, im Uebrigen aber nicht von Wasserströmen bearbeitete Lager. Im Widerspruch mit dem, was skandinavische Geologen hervorgehoben haben, besitzt diese Bildung also durchaus keinen ausschliesslich glacialen Ursprung.« Ein dem schwedischen Krossstensgrus gleiches Gebilde habe ich im norddeutschen Tiefland noch nicht gesehen (wohl aber ähnliches in unseren Mittelgebirgen); den durch feineren Detritus cementirten Krossstensgrus von meist geringer Mächtigkeit, welcher die flachgerundeten, oft polirten und geschrammten Klipphügel Schwedens umzieht, halte ich aber für Grundmoräne des einstigen Inlandeises; und der Einwand, welchen NORDENSKJÖLD gegen die glaciäre Herkunft von Schuttanhäufungen geltend macht (Grönland etc. S. 126 ¹⁾); Vegaexpedition II, S. 393), nämlich dass fast alle Steine derselben gleicher Herkunft aus der Nachbarschaft sind, scheint mir nicht überall stichhaltig, wie ich schon in »Geol. Beob. im Tessinthal« S. 81 f. zu zeigen gesucht habe. Denn der unter einem Gletscher transportirte Schutt wird auf seinem Weg zerrieben und verschwindet dadurch scheinbar zwischen neu hinzukommendem. Würde er aber auch nicht zerrieben, so verursacht jede neu hinzutretende Schuttportion eine procentale Abnahme des früher vorhandenen in der Gesamtmasse, zu welcher an einem gegebenen Punkt das zuletzt in einiger Ausdehnung überfahrene, zertrümmerte Gestein den auffälligsten Contingent liefert. Dies Verhältniss habe ich (l. c.) durch Beispiele aus dem Tessinthal erläutert.

In den Thälern weiter auswärts am Aulaitivikfjord fand NORDENSKJÖLD mächtige Lager eines feines Lehmschlammes mit Marlekor, welche oft eigenthümliche Salzwasserversteinerungen

¹⁾ Während fast zehnjährigen Aufenthaltes in Falun habe ich manchen reisenden Geologen nach dem von NORDENSKJÖLD citirten Broddbofeld begleitet, aber nie die Ansicht aussprechen hören, dass die dasigen Blöcke in besonderer Beziehung zur Glacialtheorie stünden. Die merkwürdigsten dieser Blöcke, nämlich die Pegmatite mit den seltenen Mineralien, sind aber in der That herbeitransportirte Findlinge, denn in dem Gestein, worauf sie liegen, setzt solcher Pegmatit nicht auf. Er stimmt nicht einmal mit dem in $\frac{1}{2}$ und 1 Meile Entfernung, bei Kaararfvet und Finnbo, anstehenden Pegmatit völlig überein, welcher ähnliche Mineralien führt, aber in anderer Lokalassociation.

umschlossen und deshalb bei den Eskimos als Beweis für die Richtigkeit der Sündfluthlegende galten (S. 189). Dieser Lehm kann also nicht unter Gletscher abgesetzt sein, sondern erst vor demselben im Meer; er gehört also gleichfalls zu den Driftgebilden; beweist übrigens eine Hebung der westgrönländischen Küste (unter 68^o n. Br.) während der jetzigen dortigen Eiszeit.

Nach dieser Zusammenstellung sind die unmittelbaren Ablagerungen des Inlandeises recht geringfügige: einzelne Findlinge, liegen geblieben, wo das Inlandeis nicht weiter konnte und abschmolz; unbedeutende Stein- und Blockmoränen; eine dünne Decke von Grundmoräne (Krossstensgrus), worin Gesteine aus der Nachbarschaft vorherrschen, auf der hügeligen Klippunterlage; mächtigere, unterbrochene, Grundmoränenbänder entlang den von Eis maskirten Thalzügen. Eigentliche Lehmlagerungen von einiger Ausdehnung als unmittelbare Gletscherdeposita fehlen.

Die durch Drift vermittelten Ablagerungen des mit dem Inlandeis in's Meer transportirten Materials sind viel wesentlicher, und ihre heutige Ausdehnung von Grönland auswärts ist weiter als die der diluvialen skandinavischen Findlinge; die jetzige Südgrenze des Treibeises erreicht nämlich 40^o n. Br., jene der diluvialen erratischen Blöcke 49 — 50^o. Beachtenswerth scheint, dass die Eisberge an der Westküste Grönland's viel weniger Steine verschleppen als das Treibeis der Ostküste, wo deshalb der Meeresgrund auch mit Blöcken dichter bestreut ist. An der Ostküste treten viele Gletscherströme aus dem alpinen grönländischen Strandgebirge, welches reichlicheren Schutt liefert als das von Inlandeis bedeckte Plateauland des Westens. Uebrigens steht Schutttransport durch Treibeis, insofern es Strandeis oder Grundeis ist, nur in mittelbarer Beziehung zur Gletscherthätigkeit, indem es durch Gletscher bis zum Meer geführten Schutt packt und weiter flösst. Selbst von der Ostsee kennt man viele Beispiele für solche Thätigkeit des Strandeises. Man hat die Newfoundlandbänke als Ablagerungen eistransportirten Schuttes bezeichnet; doch scheinen sie zum orographischen Bau von Labrador und Newfoundland zu gehören; und wenn auf den-

selben die meisten Eisberge beobachtet worden sind, so ist dies auch Folge der zahlreichen Beobachter, welche täglich dies Fahrwasser bereisen. Blockanhäufungen an grunden Stellen der Ostsee lassen sich wohl auch einfacher durch Drift erklären als durch unmittelbaren Gletschertransport. NORDENSKJÖLD (l. c. S. 125) erklärt viele Schrammen durch Treibeis und Eisberge, welche entlang den Küsten und in den Fjorden trieben; an der Südostküste Norwegens vor Fredriksvärn u. a. O. sieht man zwar Schriffe entlang den Klippen, welche eine solche Deutung herausfordern, doch darf man auch hier nicht die Niveauänderungen vergessen. Gletscherschliffe sind immer noch eines der besten Kriterien für ehemalige Bedeckung einer Landstrecke mit Schreiteis; ganz ähnliche Schliffe können aber auf mannichfache andere Weise entstehen.

Wichtiger für die diluviale Bodenbildung als einzelne verschleppte Blöcke und Steine sind lehmige, sandige, grandige Einschlüsse des Eises, welche zusammen mit etwaigen Geschiebe- und Gerölleeinschlüssen während des Abschmelzens allmählich zu Boden fielen, und wohl am besten die Entstehung des Geschiebelehms erklären. (Petrographisch ganz ähnliche Gebilde können auch auf dem Land durch Umlagerung entstehen.)

Der feinste im Meerwasser suspendirte Schlamm setzt sich ab, wo Strömung und Wassertiefe den Niederschlag gestatten; deshalb brauchen marine Gletscherschlamm-sedimente nicht nothwendig von gröberem Driftablagerungen begleitet zu sein; und da Menge und Korn des vom Gletscherstrom in's Meer geführten Schlammes mit dem Quantum des Eisschmelzwassers, d. h. mit den Jahreszeiten, schwanken, so tritt auch in den Schlamm-sedimenten ein periodischer Wechsel ein. Dadurch erklärt sich die dünneblättrige Lagen-Struktur des glacialen Bänderthons (hvarfviglera), welcher häufig Mergelconcretionen, manchmal Meeresmollusken einschliesst, aber fast geschiebefrei sein kann.

Aus vorstehendem Resumé dürfte erhellen, dass die mit jetzigem Inlandeis in Zusammenhang stehenden Ablagerungen viel mehr der Drift Vertheilung und

Absatz verdanken, als unmittelbarer Gletscherwirksamkeit. Aber auch die Drifttheorie setzt Niveauschwankungen während und nach der Eiszeit voraus.

V. Ursachen der Niveauschwankungen.

Im ersten und zweiten Kapitel wurden Niveauschwankungen während der Eiszeit durch Strandsäume am Gotthard und Eulengebirge nachgewiesen; im dritten wurde durch die Bewegungsweise des Inlandeises auf die Unentbehrlichkeit der Voraussetzung solcher Schwankungen für die Glacialtheorie aufmerksam gemacht; im vierten der wesentliche Antheil der Drift an der Verbreitung des vom jetzigen Inlandeis geförderten Schuttes hervorgehoben, und daraus auf die Bedeutung diluvialer Drift geschlossen, welche ohne Niveauveränderungen nicht angenommen werden könnte. Ich komme jetzt auf die Niveauschwankungen selbst zu sprechen, und bedauere, dass mir der 2. Band von E. STRESS »Antlitz der Erde« noch nicht zugänglich war, als ich dies schrieb.

Obwohl Niveauschwankungen der Erdoberfläche am leichtesten und unmittelbarsten an der Meeresküste wahrgenommen werden, muss man sich doch von dem Eindruck freimachen, als ob sie den Strandgebieten eigenthümliche Erscheinungen seien; sogenannte säculäre Hebungen und Senkungen lassen sich im Binnenland nur durch in langen Perioden wiederholte Präcisionsnivelements nachweisen, während das Meeresniveau an der Küste ununterbrochen von Tausenden beobachtet wird, welche an seinen Aenderungen ein unmittelbares praktisches Interesse haben. Auch der Satz, dass Niveauschwankungen in der Quartärperiode häufiger gewesen seien als früher, dürfte wohl zu viel behaupten; man braucht ja nur an die vielfachen Wechsel von Meer, Süßwasser und Land innerhalb Europa während der Tertiärzeit zu denken. Die Niveauschwankungen während der Eiszeit imponiren uns besonders deshalb, weil sie bis in die Jetztzeit hineingreifend die frischesten Spuren hinterlassen haben. Ebenso anfechtbar scheint die Lehre, dass Niveauschwankungen in den einmal vergletschert gewesenen Theilen der Erde so zu sagen endemisch seien. Abgesehen von

den Koralleninseln der Südsee und anderen allgemein bekannten Strandverschiebungen, habe ich selbst zwischen den Wendekreisen ein paar hierher gehörige Fälle beobachtet. Bei Corpus Christi, an der Mündung des Rio Nueces in die Lagunen des mexikanischen Golfs setzt mit einem 10 — 20 Meter hohen Bluff die Prairie gegen den flachen Strandsaum ab. Aus einiger Entfernung gleicht dadurch der Prairierand einer Strandlinie; eine solche konnte ich zwar nicht finden, wohl aber recente Meeresmuschelschalen. Das Gebiet gehört zur Port-Hudson-group, welche ja an und für sich als Beweis für junge Niveauschwankungen am Golf gilt. Sowohl an der Houtebay, südlich von Capstadt, als zwischen Sandwichhafen und Walfischbay (an der SW.-Küste Afrika's) habe ich Beweise für eine, bis 23 Meter betragende, neuere Senkung der Strandlinie gefunden (Verhandlungen der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1887, Heft 1; PETERMANN's geogr. Mittheilungen 1887, Heft 7, S. 208). Von den in der Sandwüste einzeln vorkommenden abgerollten Schalenfragmenten, die bis 300 Meter ü. M. noch 20 Kilometer westlich von Sandwichhafen vorkamen, will ich hier gar nicht reden, denn sie scheinen vom Wind gejagt ¹⁾. —

Aenderungen des Wasserstandes können veranlasst sein durch: Aenderung des Wasservolumens auf der Erdoberfläche, Aenderung des Quadratinhaltes der Erdoberfläche, Verschiebung des Wassers in Folge veränderter Attraction, oder in Folge von Sedimenten, oder von partiellen Hebungen und Senkungen der Erdkruste, ferner durch Combination dieser Ursachen.

¹⁾ Der Namiebboden im Hinterland der Walfischbay (PETERM. Mitth. l. c. S. 204 f.) erinnert durch seine Gyps- und Salzlagungen und Nässgallen an »Schlier«. Ich habe darin zu einer Entfernung von 100 Kilometer von Walfischbay und 700 Meter M. H. vielfach graben lassen, ohne Versteinerungen zu finden; dagegen bekam ich ein paar Schalenfragmente von Natica und Conus (und lieferte sie der deutschen Colonialgesellschaft für Südwestafrika ab), welche beim versuchten Herstellen eines Brunnens zu Tsaukeib, zwischen Angrapequena und Bethanien, im Namiebboden 12' unter Oberfläche, gefunden worden waren. Im Hinterland von Angra bin ich nicht gewesen; Bethanien liegt nach TH. HAHN's Karte 3294' engl. ü. M.

Aenderungen des Wasservolumens.

Das flüssige Wasserquantum auf Erden könnte vermindert werden: durch Absorption hygroskopischer Gesteine, durch chemische (Gesteinsverwitterungs- u. a.) Processe, bei denen Wasser chemisch gebunden wird, durch das organische Leben; vermehrt: durch Niederschlagen des in der Atmosphäre enthaltenen Wasserdampfes, durch Freiwerden und Hervortreten des in schmelzflüssiger Erdmasse gebundenen Wassers.

Ueber die hygroskopische Capacität der die Erdkruste zusammensetzenden Gesteine haben DELESSE, DAUBRÉE u. A. Untersuchungen angestellt (N. J. f. Min. 1862) und gefunden, dass dieselbe zur Absorption durch die Gesteine von allem auf der Erde, flüssig und in Dampfform, befindlichen Wasser ausreichen würde. Doch glaube ich, dass die bei Gegenwart von Wasserdampf aus Schmelzfluss erstarrten plutonischen und vulkanischen Gesteine soviel Wasser zurückhalten können, als DELESSE u. A. als hygroskopisches auch in den frischesten nachwies; denn es ist nicht abzusehen, wesshalb sie mehr Wasser fahren lassen sollten als der Temperatur und dem Druck beim Erstarren entspricht, um es dann, bei unverändertem Druck und Temperatur, als hygroskopisches wieder aufzunehmen ¹⁾.

Chemisch absorbirtes Wasser an der Erdoberfläche ist vor allem in Hydraten der Sedimentgesteine zu suchen; in unserem Fall, wo es sich nur um Wasserabsorption während der Eiszeit handelt, besonders in diluvialen Lehmen und Thonen. Absorbirten solche 5 Gewichtsprocente, oder bei einem spec. Gew. von 2,2 11 Volumprocente Wasser und wären sie über die ganze Erde im Mittel x Meter tief abgelagert, so hätte durch die Absorption die Tiefe des Meeres (73 pCt. der Erdoberfläche) um $\frac{0,11}{0,73} x = 0,15 x$

¹⁾ Auch REYER, TSCHERMAK, LENBERG sind DELESSE's Ansicht, welche besonders TRIAUTSCHOLD weiter entwickelt hat. Trotz des obigen Einwandes gegen dieselbe scheint sie mir eine für die Entwicklungsgeschichte der Erde bedeutungsvolle, sobald sie viel weiter fortgeschrittene Abkühlung der Erde voraussetzen darf, als in der kurzen Periode der Eiszeit eintreten konnte.

abgenommen ¹⁾. (Gleichzeitig aber wäre die Meeresoberfläche um x in die Höhe geschoben worden; daher ganze Niveauänderung derselben $x - 0,15x = 0,85x$. Um diesen Betrag hätte sich also der Wasserstand gehoben, und von einer Senkung desselben aus angegebenem Grund könnte nicht die Rede sein, selbst wenn die wirklichen Zifferwerthe von den hier angenommenen sehr abwichen.)

Wasserabsorption durch organisches Leben kann nicht in's Gewicht fallen; denn das während des Wachstums der Organismen festgelegte Wasser wird bei ihrer Verwesung wieder frei, und so lange keine bedeutende Aenderung in Qualität und Quantität des organischen Lebens eintritt, kann auch kein Sprung im Kreislauf des von ihm beanspruchten Wassers eintreten. Allenfalls dürfte die in den Organismen der ganzen Erde steckende Wassermenge, in das Meer gegossen, dessen Stand kaum um Millimeter erhöhen.

Nach Vorstehendem dürfen wir annehmen, dass während der (geologisch) kurzen Quartärperiode eine sichtliche Verminderung des Wasserstandes weder durch hygroskopische, noch durch chemische Absorption, noch durch das organische Leben stattgefunden hat.

Der in der Atmosphäre enthaltene Wasserdampf ²⁾ kann höchstens zu 27430 Kubik-Kilometer Wasser oder 53 Kilo-

¹⁾ Absorption von Oberflächenwasser durch Hydratbildung in der Erdkruste kann nur soweit stattfinden, als atmosphärische Wasser eindringen, jetzt (nach folgendem) zu etwa 3500 Meter Tiefe. Sie ist hier nicht berücksichtigt, darf aber nicht vernachlässigt werden, wenn es sich um längere geologische Perioden handelt. Der Gotthardtunnel steht auf 3 pCt. seiner ganzen Länge, bis 1700 Meter u. Obfl., in zersetztem Silikatgestein. 7478—7540 v. Nordportal stand z. B. zerrütteter, meist lätzig zersetzter, Glimmergneiss an. Der zerrüttete, aber äusserlich noch frische, hatte spec. Gew. 2,71, verlor durch Glühen 0,41 pCt., saugte ohne messbare Volumänderung 1,95 pCt. Wasser ein; der ganz zersetzte hatte spec. Gew. 2,77, verlor 1,87 pCt., saugte 11,1 pCt. Wasser ein, wobei er 2,9 pCt. linear blähte. Beim Mischen von 28 Gramm desselben mit 52 Gramm Wasser erwärmte sich der Brei von 6° auf 6,5° (Geologische Tabellen und Durchschnitte des gr. Gotthardtunnels, Nordseite; S. 187).

²⁾ Aus Bl. I (Jahresisothermen) in HANN'S »Atlas der Meteorologie« habe ich als mittlere Lufttemperatur an der Erdoberfläche, im Meereshorizont, 14,6° gezogen, welcher eine absolute Feuchtigkeit von 12,35 Millimeter ent-

gramm über jedem Quadratmeter Erdoberfläche angenommen werden. Völlig niedergeschlagen würde er eine 0,053 Meter dicke Wasserhülle um die, ohne Erhöhungen gedachte, Erdoberfläche bilden; oder den Wasserstand des Meeres um $\frac{0,053}{0,73} = 0,073$ Meter steigern, wenn man die Vertheilung von Wasser und Land gleich der jetzigen annimmt (73 pCt. Wasser, 27 pCt. Land). Durch eine Temperaturabnahme an der ganzen Erdoberfläche von 10° würde der Wassergehalt der Atmosphäre pr. Quadratmeter Erdoberfläche auf 49,59 Kilogramm sinken; also ein Niederschlag von 3,44 Kilogramm = 0,0034 Meter Höhe über die ganze Oberfläche oder 0,0047 Meter über die Meeresfläche resultiren. Es erhellt hieraus, dass Temperaturänderungen in einer so kurzen geologischen Periode wie die seit der Eiszeit und Jetztzeit, keine Aenderungen im Wassergehalt der Atmosphäre und im Wasserstand des Meeres veranlassen könnten, welche den an einzelnen Orten beobachteten nahe kämen, — sofern man vom zeitweiligen Verschlucken der Gletscher durch die Atmosphäre absieht, worüber weiter unten.

Eine jede vulkanische Eruption ist mit dem Ausstossen von Wasserdämpfen verknüpft, manche mit dem Erguss von Wasserströmen. Das Wasser, welches als Dampf sogar noch aus der erstarrenden Lava tritt, also in der schmelzflüssigen absorbirt gewesen zu sein scheint (siehe oben unter hygroskopischem Wasser), kann atmosphärisches sein, das zwischen oben und unten cirkulirt, ohne den Wasserstand an der

spricht. Nimmt man die mittlere relative Feuchtigkeit an der ganzen Erdoberfläche = 75 pCt. an, so ist also der mittlere Dampfdruck an derselben 9,26 Millimeter. Nach einer Untersuchung HANN's (Zeitschr. d. österr. Ges. f. Meteorologie, 1874, S. 193) ist das Dampfquantum der Atmosphäre, bis zur Höhe h,

über 1 Quadratmeter Fläche: $Q = \frac{0,0010582}{1 + \alpha t'} \cdot p_0 \cdot 2830 \left(1 - 10^{-\frac{h}{6517}} \right)$, wenn t'

die mittlere Temperatur der Luft in der Säule von h Meter Höhe bedeutet, p_0 die Dampfspannung an der Erdoberfläche, α den Ausdehnungscoefficienten der Luft. Durch Einsetzen der vorgehenden Zifferwerthe folgt für $h = 10000$ Meter: $Q = 27,94$ Kilogramm; und für eine Höhe der Atmosphäre, wo die Temperatur $-272,50^\circ$ beträgt: $Q = 53,03$ Kilogramm. Sinkt die Lufttemperatur der Erde von $14,60^\circ$ auf $13,60^\circ$, so werden diese Ziffern resp. 26,29 Kilogramm und 49,59 Kilogramm (Temperaturabnahme $0,5^\circ$ pr. 100 Meter Höhenzunahme angenommen).

Oberfläche bleibend zu ändern; es kann aber auch Wasser sein, welches einem Theil der inneren Erdmasse so lange angehörte, bis sich daselbst Zusammensetzung, Aggregatzustand, Temperatur und Druck so weit änderten, dass das Wasser nicht mehr zurückzuhalten war. Nach STUDER's »Lehrbuch der physikalischen Geographie und Geologie« II, S. 41 vermag das atmosphärische Wasser zur sogenannten »unteren Wassergrenze« in 2,6 Meilen Tiefe einzudringen, wo die Temperatur 594° betrüge. Diese Gleichgewichtsberechnung zwischen hydrostatischem Druck und Dampfspannung lässt jedoch, wie viele ähnliche in der Geologie, unberücksichtigt, dass das Wasser in den engen Spalten, durch welche es in's Erdinnere dringt, durch Adhäsion und Reibung den grössten Theil seines effectiven hydraulischen Arbeitsvermögens einbüsst. Durch Beobachtung der Sprungweite von Wasserstrahlen ¹⁾, welche im Gotthardtunnel eben angebohrt waren, habe ich ermittelt, dass die effective Druckhöhe von Wasserfäden, welche 166 bis 765 Meter überliegendes Gebirge durchdrungen hatten, nur $\frac{1}{2}$ pCt. von der theoretischen betrug. Führen wir diesen Coëfficienten in die (STUDER l. c.) aufgestellte Formel ²⁾ für die Temperatur an der unteren Wassergrenze ein, so ergibt sich für dieselbe nicht 594° sondern 116° , welcher eine Tiefe von nur $10918' = 3548$ Meter entspricht, anstatt l. c. ermittelter $60152' = 2,6$ geogr. M. (Ich habe hierbei den Wärmeezunahmegradien $103'$ für 1° und

¹⁾ Am 12. Oktober 1873 trat z. B. bei 442,6 Meter vom Südportal ein Wasserstrahl mit $8,5^{\circ}$ unter 0,6 Meter Druck hervor, während das überliegende, quellreiche Gebirge 165,5 Meter Höhe hatte; Ende Oktober bei 470 Meter ein solcher unter 1,6 Meter Druck, bei 178 Meter überliegendem Gebirge. Am 19. November 1874 bei 1225 Meter ein von der linken Sohlecke in die rechte seitige First spritzender Strahl von 4–5 Centimeter Dicke mit $14,7^{\circ}$, unter > 2 Meter Druck, bei 765 Meter überliegendem Gebirge. (Siehe »Geologische Tabellen und Durchschnitte über den grossen Gotthardtunnel« Südseite, S. 21, 22, 23). Der effektive Druck der Wasserstrahlen betrug also nur 0,36 pCt. 0,9 pCt., $> 0,26$ pCt., im Mittel $\frac{1}{2}$ pCt. von der gegebenen Druckhöhe.

²⁾ Nämlich $\left(1 + 0,7153 \cdot \frac{t - 100}{100}\right)^5 = \frac{103[t - 10]}{32}$. Die linke Seite ist

ARAGO's und DULONG's Ausdruck für Dampfdruck in Atmosphären bei Temperatur t ; in der rechten bezeichnet: $103'$ die für 1° Temperaturzunahme erforderliche Tiefe, 10° die Temperatur an Oberfläche, $32'$ die Höhe der Wassersäule von 1 Atm. Druck.

die Oberflächentemperatur = 10^0 beibehalten.) Nehmen wir auch an, dass das Wasser durch poröse Gesteine, trotz Gegendruckes, noch tiefer eindringe (wie es ja nach DAUBRÉE durch eine Sandsteinplatte in Dampfessel dringt, trotz des von innen auf die Sandsteinplatte wirkenden Dampfdruckes), so muss diese Quasiosmose doch aufhören, sobald die innere Temperatur ausreicht, die Gesteine in Schmelzfluss zu versetzen, d. h. in schmelzflüssigen vulkanischen und plutonischen Massen etwa enthaltenes Wasser kann nicht atmosphärisches, in die Erde gesaugtes sein. Und wird es bei der Eruption frei, so vermehrt es das auf der Erdoberfläche befindliche Wasserquantum. Ich vermag nicht abzuschätzen, welche Aenderung des Wasserstandes daraus in einer gegebenen Zeitperiode resultirt. Eine Erhöhung des Meeresspiegels von 1 Millimeter aus diesem Grund, setzt aber die Ejection von 379 Kubik-Kilometer Wasser aus dem Erdinnern voraus, d. i. $\frac{1}{73}$ soviel als die ganze Atmosphäre in Dampfform enthält (bei Eruptionen herausgeschleudertes atmosphärisches Wasser, welches in den Canälen aufgespeichert war, ist hier nicht gemeint).

Hiernach tritt sowohl durch dauernde Abkühlung der Atmosphäre, als durch Ejection aus dem Erdinnern eine langsame Vermehrung des flüssigen Wassers auf der Erdoberfläche ein. Beide Ursachen der Wasservermehrung lassen sich auf die Erkaltung der Erde als letzten Grund zurückführen. Die gleichzeitige Verminderung des Wassers durch hygroskopische und chemische Absorption und organisches Leben kann nach Obigem wenigstens nicht ersichtlich werden; deshalb dürfen wir annehmen, dass während und nach der Eiszeit keine Abnahme, eher eine unmerkliche Zunahme des flüssigen Wassers auf der Erdoberfläche stattgefunden hat. Und mit Hinsicht auf die hier zu behandelnden grossen Niveauschwankungen gilt wohl immer noch BISCHOF's Ausspruch (»Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie« 1863. I. S. 477): »Während des unzweifelhaft sehr langen Zeitraumes, in welchem die Temperaturverhältnisse der Erdoberfläche sich nicht wesentlich geändert haben, ist auch die ganze Wassermasse auf derselben constant geblieben.«

Aenderung des Quadratinhalts der Erdoberfläche.

Eine Verminderung des Inhalts der Erdoberfläche bei unveränderter Wassermasse hat Erhöhung des Wasserstandes zu Folge und umgekehrt. Beträgt die Aenderung des Erd-Radius αr , so ist das Verhältniss der geänderten Oberfläche zur ursprünglichen $= \left(\frac{r \pm \alpha r}{r}\right)^2 = \frac{1 \pm 2\alpha}{1}$; und das Verhältniss der resp. Wasserstände (d. h. hier mittleren Wassertiefen) $\frac{1}{1 \pm 2\alpha}$. Eine Aenderung des Radius um α hat eine Aenderung der Rotationsgeschwindigkeit, d. i. des Sterntags, von 2α zu Folge. Der Sterntag hat aber nach Laplace (Connaissance des temps, 1820) seit Hi p p arch, d. i. in den letzten 2000 Jahren, nicht um $0,01''$ abgenommen; in 200000 Jahren ¹⁾ also nicht um $1''$ oder $\frac{1}{86400} = 0,000012$ Umdrehung, welcher Abnahme $\alpha = \frac{1}{172800} = 0,000006$ entspricht.

Also kann in den letzten 200000 Jahren eine Aenderung des Wasserstandes von höchstens $0,000012$ des ursprünglichen aus diesem Grund eingetreten sein. Nimmt man die Tiefe des über die ganze Erdoberfläche gleichmässig vertheilt gedachten Meeres $= 2520$ Meter an ²⁾, so kann die Tiefenänderung $\pm 0,030$ Meter nicht übersteigen, und, wenn das Verhältniss zwischen Oberfläche von Land und Wasser unverändert blieb, die Aenderung des Meeresstandes nicht $\frac{\pm 0,030}{0,73} = 0,041$ Meter.

Man hat sich an die Vorstellung, dass mit Erstarren des Erdalles nothwendig Contraction desselben verbunden sei, so gewöhnt, dass man auch hier nur an Verminderung der Erdoberfläche oder Zunahme des Wasserstandes von höchstens $0,041$ Meter denken wird. Auf den principiellen Theil dieser Frage werden wir bald zurückkommen; hier genügt es festgestellt

¹⁾ Diese Zahl wird hier eingeführt, weil vor ca. 200000 Jahren die Constellationen für Vereisung der nördlichen Hemisphäre besonders günstige gewesen sein sollen [TÖRNEBOHM, Grunddragen af Sveriges Geologi p. 119]. Gegenwärtig hat die südliche Hemisphäre 7 Tage längeren Winter als die nördliche.

²⁾ KRÜMMER., Versuch einer vergleichenden Morphologie der Meeresräume; S. 107.

zu haben, dass in den letzten 200000 Jahren durch Aenderung des Quadratinhaltes der Erdoberfläche keine merkbare Aenderung des Wasserstandes eingetreten sein kann.

Verschiebung des Wassers auf der Erdoberfläche.

Suess hat durch seinen Hinweis auf die Möglichkeit periodischer Wasseransammlungen an den Erdpolen in Folge von Veränderungen der Schwere, welche durch Schwankungen der Centrifugalkraft oder Rotationsgeschwindigkeit veranlasst sein könnten, und durch veränderte Sterntagszeit angezeigt werden müssten, den Erklärungsversuchen der Niveaufrage einen neuen Weg angezeigt. Da nach der oben citirten Berechnung von LAPLACE in den letzten 2000 Jahren keine merkliche Aenderung der Sterntagszeit eingetreten ist, so können auch Rotationsgeschwindigkeit, Centrifugalkraft, Schwere, Abplattung der Erde durch mehr oder weniger Wasser, nicht merklich alterirt worden sein. Dies für einen längeren Zeitraum, von z. B. 200 000 Jahren, dennoch a priori anzunehmen, scheint aber gewagt; denn wenn kosmische Erscheinungen, welche auf die innere Entwicklungsgeschichte der Erde von Einfluss sein können, zu den mächtigsten geologischen Beweismitteln gehören, so kann man nicht umgekehrt aus einem geologischen Vorgang auf die Existenz eines kosmischen schliessen, welcher ersteren zwar erklären würde, gleichzeitig aber in seinen Ursachen und Wirkungen weit über das Irdische hinaus bemerklich sein müsste, oder an und für sich unerklärt bleibt.

HANN ist es wohl zuerst gelungen, die theoretischen Einzelfolgerungen auf Geoiddeformationen, welche man aus Schwere-differenzen an verschiedenen Punkten der Erdoberfläche gezogen hatte, zusammenzufassen und zugleich einen Weg zu zeigen, durch Rechnung »gewisse beträchtliche Unregelmässigkeiten im Meeresniveau« direkt aus Schwere-messungen, mit Hülfe der BOUGUER'schen Formel, zu ermitteln. (Mitth. d. K. K. Geogr. Ges. Wien 1875.) Es ist für unsere Frage nicht nöthig, auf die Resultate HANN's und ihre Ableitungsweise näher einzugehen. Es genügt hier zu wissen, dass die Schwankungen der Geoidform theilweise mit

Aenderungen der Massenvertheilung auf der Erde zusammenhängen, und zwar sowohl mit Schwankungen der Lithosphäre, als mit solchen der Hydrosphäre. Auf letztere werden wir gleich zurückkommen; hinsichtlich der Lithosphäre liegt aber unsere Frage so: wir wollen ermitteln, ob die Niveauschwankungen Folge von Hebungen und Senkungen der Erdkruste sind, oder Folge von Wasserverschiebungen auf derselben. Wasserverschiebungen sind aber (an dieser Stelle der Frage) Folge von Hebungen und Senkungen, also ein Beweis für solche. Die durch Vertikalverschiebung einzelner Theile der Lithosphäre verursachten Niveauschwankungen können durch die gleichzeitige Aenderung der Massenattraction des Festen auf das Flüssige, d. h. durch die damit zusammenhängende Geoiddeformation, im einen Fall vermehrt, im anderen vermindert, vielleicht gar annullirt werden. Deshalb erschweren Geoiddeformationen die Erkenntniss und die Beurtheilung des Maasses partieller Hebungen und Senkungen der Erdkruste.

Verschiebung des Wassers durch Gletschereis (Schwankungen der Hydrosphäre). Diese von ADHÉMAR herührende, durch CROLL und viele andere entwickelte, von PENCK erschöpfend ausgenutzte Theorie ist neuerlich durch E. VON DRYGALSKI so nüchtern und gründlich erörtert worden (»Die Geoiddeformationen der Eiszeit«; Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, XXII. Band, 3. und 4. Heft, 1887), dass ein Resumé seiner Resultate viele Worte entbehrlich macht. Nämlich: 1) Durch theoretisch mögliche Verschiebungen des Horizontes kann keine Verstärkung oder Schwächung in der erodirenden Thätigkeit der Flüsse hervorgerufen sein, welche zur Erklärung von Seebildung ausreichte. 2) Die Herausbildung der heutigen Stromläufe und Richtungen in Norddeutschland geschah auf Grund von Bodenbewegungen, da die heutige Hydrographie mit dem heutigen kontinentalen Gefälle durchaus im Einklang steht. 3) Die Umkehr des Farmington-Valley in Connecticut war z. Th. durch Verschiebung des Horizontes veranlasst, hauptsächlich aber durch Bodenschwankungen, die in der Umgegend des Thales nachweisbar sind. 4) Die Differenzen in der Höhe des alten Meeresspiegels

können nicht durch ungleich starke Attraktion des Inlandeises erklärt werden, weil eine viel zu grosse Mächtigkeit dazu erforderlich ist (Skandinavien, Grönland). 8) Der hohe Meeresstand war nur möglich, wenn man für die nördlichen Inlandeismassen eine Mächtigkeit von ca. 10000 Meter zugestehen will, da es sonst unerklärlich bleibt, warum sich der hohe Meeresstand auf die alten Gletscherbezirke beschränkt hat. 7) Der hohe Meeresstand setzt auch Abschmelzen der heutigen antarktischen Eismassen bis zu einer Mächtigkeit von ca. 7000 Meter voraus, welche Mächtigkeit der heutigen Eismassen am Südpol fraglich ist. 5) Mächtigkeitsdifferenzen im Inlandeis reichen nicht zur Erklärung der grossen beobachteten Niveauunterschiede aus. 6) Erklärung des hohen Meeresstandes durch Bewegungen der Hydrosphäre setzt partielle Verhüllung der Küsten durch Eis voraus, weil sonst das Fehlen gleich hoher Meeresspuren in den benachbarten Gebieten räthselhaft bleibt. 9) Der hohe Meeresstand muss bei einer möglichst grossen Entfaltung der Gletschermassen angenommen werden. 10) In Schottland, dem mittleren Schweden, bei Christiania ist er aber in vorgeschrittenen Stadien des Gletscherrückzuges eingetreten und kann durch Bewegungen der Hydrosphäre um so weniger ursächlich begründet werden, als die erforderliche Mächtigkeit alles, was Beobachtungen darüber gelehrt, um mehr als das Dreifache übertrifft. In Summa: Bewegung der Hydrosphäre sind nicht im Stande die Thatsachen zu erklären.

Gehört das Gletschereis ganz zur Hydrosphäre? Dies ist eine Zwischenfrage, durch die Annahme von DRYGALSKI's und seiner Vorgänger veranlasst, dass das am Südpol schwindende Eis einen Theil des Wassers geliefert habe, welches zur Erhöhung des nördlichen Meeresstandes mit erforderlich war. Die Ablagerung von Inlandeis erfolgt aber aus der Atmosphäre, und das schwindende Eis geht in die Atmosphäre zurück, sei es direkt, sei es nach seiner Auflösung im Meer. Desshalb dürfen wir das Gletschereis ebensowohl der Atmosphäre zuzählen als der Hydrosphäre; — das ist aber nebensächlich. Hauptsache bleibt, dass das Eis von dem einen Pol zum anderen theilweise durch die Luft wandern kann (wenn auch mit vielen Stationen, wo es

zeitweilig zu Wasser wird), ohne die Wassermasse des Meeres durch sein ganzes Volumen bleibend zu vermehren. Dadurch kommt einer der Summanden zur Erzielung hoher Meeresstände im Norden während der Eiszeit theilweise in Wegfall, und Bewegungen der Hydrosphäre sind dann noch weniger im Stande »die Thatsachen zu erklären«. Auf weitere Erörterungen des meteorologischen oder klimatologischen Theiles dieser Frage kann ich hier nicht eingehen; es scheint mir, dass WOEIKOF'S Untersuchungen über das Fehlen von Gletschern in Sibirien zu einer befriedigenden Antwort derselben führen müssen. Wenn grosse Feuchtigkeit der Luft und eine Temperatur wenig unter 0° die Bildung von Inlandeis am meisten begünstigen, so dürften demselben reichliche wässrige Niederschläge in etwas wärmeren Zonen parallel gegangen und jene Wasserfluthen erzeugt haben können, welche die Diluvialzeit vielleicht ebensowohl kennzeichnen, als Eis.

Verschiebung des Wassers durch Sedimente. Betrachtet man das Landeis als Theil der Hydrosphäre, so stellt es in Beziehung auf das Meereswasser ein negatives Sediment vor (wenn diese Ausdrucksweise gestattet ist), d. h. einen aus dem Meer gezogenen Massentheil, dessen Entfernung Verminderung des Wasserstandes zu Folge hat. Bei den Berechnungen der Geoiddeformation durch Gletscher wird es in diesem Sinn berücksichtigt. Vom Land in das Meer gespülter Detritus jeglicher Art, sei er abgesetzt oder noch schwebend, verdrängt umgekehrt ein gleiches Volumen Wasser aus seinem Bett und veranlasst höheren Wasserstand. Nehmen wir mit PENCK (»Schwankungen des Meeresspiegels«; Jahresbericht der geogr. Gesellschaft in München 1880/81, S. 65) eine Abrasion des Landes von etwa 1 Meter in 10000 Jahren an, so würde in 200000 Jahren der Meeresstand um ca. 14,54 Meter durch eingespülte Sedimente erhöht werden können, oder nach Abzug von höchstens 11 Volum-pCt. chemisch gebundenen Wassers (S. 36) um 12,94 Meter. Selbstverständlich könnte auch diese Massenumlagerung eine kleine Geoiddeformation zu Folge haben. Zu beachten ist aber, dass diese Erhöhung des Wasserstandes nicht der Eiszeit angehört, sondern den späteren 200000 Jahren.

Die von VON DRYGALSKI u. a. erwähnten möglichen Aenderungen der Erdform durch den erst wirkenden, dann aufgehobenen Druck des Eises können wir hier übergehen, desgleichen das vermuthete Heraufziehen der Geotherme und die dadurch vermehrte Nachgiebigkeit des gedrückten unterliegenden Gesteines. Sollten derartige Wirkungen bemerkbar sein, so könnten sie zur Erklärung der Bewegungen in der Lithosphäre mit verwendet werden, wovon weiter unten die Rede ist. Allenfalls aber müssen solche, dem ruhenden Eis zugeschriebene Wirkungen viel geringfügiger sein, als die entsprechenden von Gesteinssedimenten, welchen die Eisdeposita weder an Ausdehnung, noch Mächtigkeit, noch Gewicht gleichkommen, und deren dynamischer und thermischer Einfluss auf die mechanischen und chemischen Vorgänge in der Erdkruste nimmer unterschätzt werden sollte.

Den erwärmenden Einfluss von Eis auf seine Unterlage und das dadurch bewirkte Heraufziehen der Geotherme dagegen scheint man wenigstens zu überschätzen. Eine 1000 Meter mächtige horizontale Gesteinsschicht ist unten etwa $31,7^{\circ}$ wärmer als oben; eine ebenfalls 1000 Meter dicke Eisschicht besitzt dagegen durch ihre ganze Masse eine Temperatur von 0° oder weniger. Ruht sie auf Boden, welcher an und für sich kälter ist als 0° , so vermag sie dessen Fläche höchstens bis 0° zu erwärmen, und dementsprechend geringfügig ist das Heraufziehen der Geotherme, welche sich überdies in nicht gar grosser Tiefe wieder ausebnet; ruht das Eis auf Boden wärmer als 0° , was bei allen Schreitgletschern zutrifft, so drückt es die Geotherme hinab, anstatt sie heraufzuziehen.

Combinirte Ursachen.

Bevor wir die durch Hebungen und Senkungen von Theilen der Erdkruste hervorgebrachten Niveauänderungen betrachten, wollen wir nochmals die bisher behandelten, von der Wassermasse ausgehenden resumiren. Dabei wird sich herausstellen, wie durch Combination verschiedener Ursachen der Schlusseffekt vermehrt oder vermindert werden kann.

a) Veränderung der Wassermasse:

Verminderung durch hygroskopische Absorption; seit Eiszeit = 0 zu setzen.

» » chemische Absorption; 0,11 der Höhe entstandener thoniger Sedimente.

» » organisches Leben; seit Eiszeit = 0.

Vermehrung durch Abkühlung der Atmosphäre; für 1^o Abkühlung 0,0047 Meter höherer Wasserstand des Meeres.

» » Ejection aus dem Inneren; zur Erhöhung des Wasserstandes um 1 Millimeter ist die Ejection von 379 Kubik - Kilometer Wasser erforderlich.

Summa¹⁾: Wassermasse hat seit der Eiszeit nicht merklich zu- oder abgenommen.

b) Verschiebung des Wassers:

Erhöhung des Meeresstandes durch Verminderung der Erdoberfläche in den letzten 200000 Jahren höchstens 0,041 M.

» » durch Sedimente in gleicher Zeit höchstens 12,94 Meter.

Oscillationen » durch Geoiddeformationen unbedeutender als die wahrnehmbaren Strandverschiebungen, verwirren die Erkenntniss von Hebungen und Senkungen der Erdkruste.

Facit: unbedeutende Erhöhung des Meeresstandes über die ganze Erde noch am wahrscheinlichsten.

¹⁾ Ausser den hier angegebenen Ursachen für Schwankungen des Wasserstandes könnte man vielleicht noch Temperaturänderungen nennen. Bei der jetzigen Temperatur des Meerwassers von 3,8^o [KRÜMMEL] würde sowohl Erkältung als Erwärmung der ganzen Masse um 1^o den Stand des 3438 Meter tiefen Meeres um etwa 0,034 Meter erhöhen. In Wirklichkeit eintretende partielle Temperaturänderungen führen aber zu ganz anderen Resultaten.

Hebungen und Senkungen einzelner Theile der Erdkruste.

»Die sichtbaren Dislokationen in dem Felsgerüste der Erde sind das Ergebniss von Bewegungen, welche aus der Verringerung des Volumens unseres Planeten hervorgehen«, sagt SUESS im I. Bd. S. 143. Verringerung des Erdvolumens durch Abkühlung gilt fast als ein Axiom, an dessen Unumstösslichkeit zu zweifeln verpönt ist; nichtsdestoweniger dürfte gestattet sein, sich eine Vorstellung über den Vorgang der Volum-Verringerung zu bilden zu suchen. Die Erde hat das spec. Gew. 5,7; der uns bekannte Theil ihrer Kruste das Gewicht 2,5; ihr Inneres muss das Gewicht eines Schwermetalls besitzen. Unter allen Schwermetallen ist Eisen das verbreitetste und fast das einzige, welches in metallischem Zustand mit Eruptivmassen direkt aus dem Erdinneren gekommen ist (Eisen von Ovifak im Basalt); nehmen wir deshalb einen Augenblick an, das Erdinnere bestände überwiegend aus metallischem Eisen vom spec. Gew. 7,5, dann ist der Radius der aus Eisen bestehend gedachten inneren Kugel = 0,86 vom Erdradius. Eisen gehört zu den Metallen, welche sich beim Festwerden ausdehnen; und zwar berechnet sich aus dem in der Technik üblichen lineären »Schwindmaass« des Gusseisens, nämlich 0,0104, aus einer Schmelztemperatur von 1200⁰ und einer Längenausdehnung des festen von 0,0000133 pr. 1⁰ C., der Erstarrungsausdehnungscoefficient desselben zu 0,00556. Nach ALEXEJEFF (Nature XXVI, 138) ist das spec. Gewicht von geschmolzenem Stahl 8,05; das spec. Gewicht von Gussstahl, 7,83—7,92, kann im Mittel zu 7,875 angenommen werden; daraus folgt Ausdehnungscoefficient beim Erstarren von geschmolzenem Stahl: 0,00725. Wir können also $\frac{0,00556 + 0,00725}{2} = 0,0064$ als ungefähren Coefficienten für die lineäre Ausdehnung beim Erstarren kohlenstoffhaltigen Eisens annehmen. Nach BISCHOF zieht sich glasig erstarrender Basalt linear 0,0174 zusammen, krystallinisch erstarrender dagegen 0,03487.

Legen wir diese Coefficienten der Abschätzung von Ausdehnung oder Zusammenziehung zu Grunde, welche die (diesmal) aus eisernem Kern und Silikathülle gedachte Erde beim Erstarren erleiden mochte:

$$\text{Ausdehnung des Kernes } 0,86 \times 0,0064 = + 0,0055$$

$$\text{Contraction der Hülle } 0,14 \times 0,0174 = - 0,0024$$

Bleibt Ausdehnung, wenn die Hülle glasig erstarrte = + 0,0031

$$\text{Oder: Ausdehnung des Kernes } 0,86 \times 0,0064 = + 0,0055$$

$$\text{Contraction der Hülle } 0,14 \times 0,0387 = - 0,0049$$

Bleibt Ausdehnung, wenn die Hülle kryst. erstarrte = + 0,0006

Auf die erhaltenen Zifferresultate will ich kein Gewicht legen, denn die in Rechnung geführten Zahlen sind anfechtbar; aber dennoch zeigt dies einfache Exempel, dass beim Erstarren der Erde ebensowohl Zusammenziehung als Ausdehnung stattfinden konnte, dass erst die algebraische Summe beider Bewegungen den Effekt bezeichnet, und dass wir nicht berechtigt sind, der eben erstarrten Erde ohne Weiteres ein kleineres Volumen zuzuschreiben, als der noch in Schmelzfluss befindlichen.

Es wäre zwecklos, hier auf die verschiedenen Theorien des Erstarrungsvorgangs der Erde einzugehen; aber eines möchte ich erwähnen: in der Regel erhöht zunehmender Druck den Schmelzpunkt, ausgenommen bei Körpern, welche geschmolzen dichter sind als fest. Diese Ausnahme tritt ein bei Eis; sie tritt nach Vorgehendem aber auch ein bei Eisen, woraus folgen würde, dass bei einer Temperatur, welche dessen Schmelzpunkt übersteigt, ein starrer Eisenkern im Erdinnern nicht bestehen kann. Man darf sich den fortlaufenden Erstarrungsvorgang an der inneren Erdkrustenfläche in einfachster Form ungefähr so vorstellen, dass bei gewissem gegebenem Druck und Temperatur einige Stoffe (Eisen, auch Wismuth, Antimon u. a.) mit Ausdehnung, andere (die meisten Metalle und Silikate) mit Zusammenziehung gleichzeitig erstarren, und dass dadurch sowohl vertikale als tangential Schübe und Züge in der Erdkruste erzeugt werden, welche sich zum Theil compensiren, zum Theil aber Faltungs-, Zerreißungs-, Hebungs- und Senkungserscheinungen mit verursachen.

Etwas anderes ist es mit der Volumänderung durch Abkühlung ohne Aenderung des Aggregatzustandes; wir

können sie nur als Volumverminderung abschätzen, mit dem Hinweis jedoch, dass manche Stoffe, als Wasser, Stearin u. dergl., nahe dem Erstarrungspunkt sich widersinnig verhalten, und dass Grund vorhanden ist, namentlich auch beim Eisen anomale Contractionerscheinungen zu vermuthen, welche unsere Vorstellung über das Zusammenschrumpfen des Erdballs wesentlich stören könnten. Wir kennen kaum die Ausdehnungscoëfficienten der gewöhnlichsten Gesteine bei niederen Temperaturen, geschweige denn bei hohen; wir wissen nicht, aus welchen Stoffen das Erdinnere besteht, vermuthen höchstens den daselbst herrschenden Temperaturgrad; — eine numerische Berechnung der Volumänderung durch Abkühlung kann also nur zeigen, in welcher Richtung die Abkühlung wirkt. Nehmen wir die Ausdehnung des ideellen Eisenkernes durch die Wärme wie oben = 0,0000133 an, die der Silikatkruste = 0,0000086 (Glas), so würde die wie oben zusammengesetzt gedachte eben erstarrte Erde, durch eine Temperaturverminderung ihrer ganzen Masse von 1200° , linear 0,01517 zusammengehen. Combinirt mit den vorgehenden, für Erstarrungsdilatation geschätzten Werthen würde also der ganze Schwund von dem Stadium an, da die Erstarrung begann, bis zur Abkühlung auf 0° , $0,01517 - 0,0031 = 0,01207$ bis $0,01517 - 0,0006 = 0,01457$ betragen können. Dem letzteren entspricht zunächst eine Abnahme des Sterntages von $2 \times 0,01457 \times 86\,400'' = 41' 57,7''$, woraus sich Schwere- und Geoidänderungen ermitteln liessen¹⁾, aber auch ein Kriterium für Abschätzung des summarischen Spielraumes für die Faltungsvorgänge gewonnen würde.

Wäre die Zusammenziehung durch Abkühlung der bereits erstarrten Erde überall dieselbe, so würde sie keine Faltungsvorgänge zur Folge haben, sondern höchstens Risse. Verschieden starke lokale Contraction bedingt aber Spannungen,

¹⁾ Wäre hier Proportioniren statthaft, und könnte durch accumulirte Hypothesen etwas genützt werden, so liesse sich in Anschluss an die oben angeführte Minimalzeit von 200 000 Jahren, in welcher der Sterntag $1''$ kürzer werden könnte, weiter schliessen, dass 503 500 000 Jahre für die hier behandelte Periode der Erdgeschichte kaum ausreichten.

Risse, Verschiebungen. Und wenn wir uns den Eisenkern und die Silicathülle als wirklich vorhandene, gegen einander abgegrenzte Theile des Erdballs denken, so würde die stärkere Contraction des Kernes Ablösung von der Hülle und in Folge der Schwere Tangentialschübe in der letzteren hervorbringen können, welche die eigentlichsten Erzeuger durchgreifender Faltungen wären. An der Grenze zwischen Kern und Hülle könnte sich ein ideeller sphärischer Hohlraum bilden von etwa $[(0,0000133 - 0,0000086) \times 0,86 + 0,0000086 \times 0,14] \times 1200 \times 6355 = 40$ Kil. Höhe, wenn eine Abkühlung von 1200° und ein anfänglicher äusserer Erdradius von 6355 Kil. angenommen wird; und die Wiederausfüllung des Hohlraums durch nachsinkende Fragmente der Kruste wäre der mit Faltungen und andere consecutiven Phänomenen verknüpfte, wesentlichste Vorgang der Oberflächen-gestaltung, bei welchem Vertikalbewegungen ursprünglich, Tangentialschübe Consequenzen sind. Es ist leicht zu übersehen, dass eine solche 5—6 Meilen hohe Versenkung, in welcher die Coulissen der verschiedenen Akte des Erddramas successive verschwinden, als fertiges Ganzes nie existirt hat und nie existiren konnte. In Wirklichkeit werden als Ersatz derselben an vielen Punkten des Erdinnern viele kleinere Höhlungen successive entstanden und wieder gefüllt worden sein, deren summarische Capacität, die Erdkruste stückweise zu verschlucken, jener des zusammenhängenden ideellen Hohlraumes nahezu gleichkommen müsste. Der deshalb an vielen Punkten und zu verschiedenen Zeiten sich wiederholende Prozess partieller Gebirgs- und Depressionsbildung wird dadurch noch am besten erklärlich.

Von den zahlreichen durch die Abkühlung der Erde bedingten Einzelvorgängen, welche bei der Oberflächengestaltung zusammenwirken, will ich nur noch die Contraction der äusseren Rinde erwähnen, welche, wenn die Abkühlung von aussen nach innen fortschreitet, stärker sein muss, als die gleichzeitige der tieferen, gleichartigen Lagen. Die Folge sind Spalten und Einsinken der schwereren Rindenschollen in die etwa noch schmelzflüssige Masse, auf welcher sie sich gebildet hatten, d. h. Ausfüllung der Spalten von unten.

Da Silikate weniger dicht sind, wenn sie glasartig, als wenn sie krystallinisch erstarrten (Basalt, Obsidian), so ist anzunehmen, dass in der Erdkruste Contractionen auch durch Prozesse veranlasst werden, welche der s. g. »deverrissation« des Réaumur-glasses an die Seite zu setzen sind. Ihr dynamischer Effekt kann von dem der übrigen Contractionen nicht verschieden sein.

Schliesslich seien noch ein Paar Umstände erwähnt, welche nachträgliche Volumerverweigerung der Erdkruste hervorbringen können und in Folge davon Hebungen, Faltungen u. s. f. Zunächst die durch Gesteinsumwandlung verursachten Blähungen, z. B. bei Dolomit, Gyps und besonders bei Wasseraufnahme zersetzter Silikate. Seite 44 wurden ein Paar Versuche mit zersetztem Gneiss aus dem Inneren des Gotthardstunnels erwähnt, welche ich s. Z. zur Beantwortung einer auf die Gewölbeconstruction bezüglichen Frage angestellt hatte. Danach durchfuhr der 15 000 Meter lange Tunnel etwa 450 Meter zersetzte Silikatgesteine, welche (soweit sie nicht schon voll Wasser gesogen und lettig waren) durch Aufnahme von 11 pCt. Wasser eine lineare Ausdehnung von 0,029 erfuhren und zwar in der Schieferungsrichtung. Das bedeutet, da dort die Schichten nahezu vertikal stehen, eine Erhöhung des in Tunnelmitte überliegenden Gebirges um etwa $1700 \times 0,029 = 49$ Meter; seitliche Verschiebungen noch beiseite gelassen.

Dann die durch Sedimente verursachte Erhöhung der Gesteinstemperatur, welche nach Früherem etwa $3,17^{\circ}$ für 100 Meter Auflagerung beträgt. Und wenn wir uns vorstellen, dass 100 Meter Sediment über den ganzen Meeresboden etwa 250 Meter Abtrag vom Land erfordern, durch welchen daselbst eine Verminderung der Oberflächentemperatur von etwa $7,92^{\circ}$ hervorgerufen würde, so gelangen wir zu einer durch $3,17 + 7,92 = 11,1^{\circ}$ Temperaturdifferenz hervorgebrachten, bewegenden Kraft zur Erzeugung vertikaler und tangentialer Schübe.

Rekapitulation. Nach Vorgehendem sind es hauptsächlich folgende innere Momente, welche seit der Zeit, da die ganze Erde noch schmelzflüssig war, bis jetzt, bei der Oberflächengestaltung in Betracht kommen:

- Ausdehnung abzüglich Zusammenziehung beim Erstarren: erzeugt Hebungen und Tangentialschübe.
- Zusammenziehung durch Abkühlung der erstarrten Masse: erzeugt keine Faltungen, wenn Erdmasse gleichartig zusammengesetzt.
- » durch Abkühlung der erstarrten Masse: erzeugt in der ungleichförmig zusammengesetzten Erdmasse Hohlräume, Senkungen, Tangentialschübe.
- » der Rinde auf noch geschmolzener Unterlage: erzeugt Spalten, Einsinken von Schollen, Spaltenausfüllungen.
- » durch Krystallisation in glasig erstarrter Masse: erzeugt Spalten, Senkungen.
- Blähungen durch Metamorphismus, Zersetzung, Wasseraufnahme u. s. w.: erzeugen Hebungen und Tangentialschübe.
- Verschiebung der Geothermenlinien durch Ab- und Auftrag: erzeugt Hebungen, Senkungen, Tangentialschübe.

Diese und noch einige andere Ursachen für Bewegungen der Erdkruste wirkten weder successive nach einander, noch je durch die ganze Erdkruste; sie wirkten und wirken noch, nebeneinander, bald hier bald dort, einzeln oder combinirt; ein Symptom derselben sind auch die Erdbeben. Man bemerkt, dass es an Ursachen für unmittelbare Hebungen nicht mangelt, dass aber die meisten durch obige Ursachen hervorgebrachten Bewegungen abwärts gerichtete sind; dass Tangentialschübe zwar unmittelbare sein können, in den meisten Fällen aber ebensowohl durch Kräftezerlegung aus Senkungen hervorgehen, als umgekehrt Hebungen und Senkungen aus Tangentialschüben. Wir müssen uns von dem Universal-Schematismus, der in den Schlagwörtern »Abkühlung, Zusammenziehung, Faltung« seinen Ausdruck findet, freimachen.

Die Erde erstarrte nicht als regelmässiges Rotationssphäroïd; Ecken und Kanten, welche man auf tetraëderähnliche oder über-

haupt spheoïdische Grundgestalten hat zurückführen wollen, mögen von Anfang an das Gerüst der Ländfesten abgegeben haben, an welchem in einmal vorgezeichneten Linien die bedeutendsten und häufigsten, späteren Verschiebungen sich vollzogen oder doch ihre Wirkung am kräftigsten äusserten.

Die Erdkruste ist ein Mosaik grosser und kleiner, vielgestaltiger, ineinander gesperrter Keile, deren Gleitflächen Verwerfungsspalten und Bruchlinien werden. Die Keilflächen können unter allen Winkeln gegen den Horizont geneigt sein, die Keile selbst theils aufwärts, theils abwärts gerichtet. Bewegt sich aus irgend einer der angegebenen Ursachen einer dieser Keile, so setzt er auch die Nachbarkeile in Bewegung, und zwar auch gegensinnig oder auswärts, wie es das Kräfteparallelogramm in jedem Einzelfall mit sich bringt. Das sind »Schubkeile«, welche KOLBERG in den Cordilleren Ecuadors annimmt (Suess II, S. 692), und welche zu BEAUMONT's »*écrasement transversal*« führen. Auf diese Weise lassen sich Hebungen, Senkungen, Faltungen, Ueberschiebungen und die mannichfaltigen, damit verknüpften Einzelphänomene erklären, auch wenn sie gleichzeitig nebeneinander vorkommend sich zu widersprechen scheinen. Auf diese Weise wird es auch erklärlich, wenn sich eine und dieselbe Scholle der Erdkruste hebt und senkt, ohne dass die Bewegungsursachen andere geworden zu sein brauchten; ferner, dass benachbarte Schollen wie Waagschalen auf- und abgehen. Solche Bewegungsdetails sind auf veränderte Intensität und Richtung der Kraft, veränderte Widerstände aller Art u. a. zurückzuführen. Tangentialschübe, mögen sie ursprünglich sein oder erst aus Zerlegung in Kräfteparallelogramme resultiren, erzeugen Faltungen und dadurch wiederum Hebung und Senkung¹⁾.

¹⁾ Auf ein Gesetz der Moleculardynamik, auf das ich schon zu wiederholten Malen hingewiesen habe (Neues Jahrbuch f. Mineralogie etc. 1879, S. 800; Geologische Tabellen und Durchschnitte über den grossen Gotthardtunnel. Nordseite, S. 191; deutscher Text zum Gotthardprofil S. 37) möchte ich auch hier aufmerksam machen, weil es zur richtigen Deutung der durch Druck hervorbrachten cleavage den Schlüssel giebt. Durch Druck wird ein Gestein nicht normal zur Druckrichtung geblättert, sondern die entstehenden Lossen stellen sich

Einfluss von Hebungen und Senkungen in der Lithosphäre auf Niveauschwankungen.

Könnte KRÜMMEL's Resultat, dass zwischen den Massen des Meeres und der Erd festen Gleichgewicht besteht (l. c. S. 108), als Naturgesetz begründet werden, so müssten Hebungen der Land festen stets von gleichmaassigen Senkungen in den Meeresräumen begleitet sein; dann glichen sich alle gleichzeitigen lokalen Niveauschwankungen immer wieder aus; das Erdvolumen unterläge trotz aller Abkühlung keiner Aenderung. Hiervon, von Niveauänderungen durch Geoiddeformationen, von Aenderungen der Wassermasse und von zufälligen Störungen abgesehen, bringt jede Hebung oder Senkung des Meeresbodens eine über die ganze Erde gleichsinnige und gleichhohe Strandverschiebung hervor, während Vertikalbewegungen in Binnenländern keine Strandverschiebungen zu Folge haben müssen, so lange sie die Küste nicht erreichen. Hebungen und Senkungen der Küstenzonen verursachen dagegen unmittelbare Niveauschwankungen, welche nach vorgehendem Kapitel in kurzen Entfernungen verschiedene Richtung und Ausmaass besitzen, pausiren, aufhören, wiederbeginnen können, letzteres vielleicht gegenseitig.

VI. Niveauschwankungen seit der Tertiärzeit, besonders im Ostseegebiet.

Im zweiten Kapitel lernten wir Strandsäume zu 500 bis 600 Meter M. H. im Eulengebirge kennen; nordische Geschiebe daselbst zu derselben Meereshöhe lassen sich nur durch die Drift- oder Inlandeistheorie erklären. Drifttheorie und Strandsäume

unter dem Winkel $45 - \frac{\rho}{2}$ gegen die Kraftrichtung (ρ = Reibungswinkel des Gesteins). Dies Gesetz liegt auch der Gestaltung der sog. »Dreikanter« zu Grunde, für welche meines Erachtens BERENDT's Erklärung (Druck) die richtige ist. Die nachmalige Politur derselben kann auf vielerlei Weise hervorgebracht sein auch durch Sandblasen, wie man am besten in der Steinwüste Südwestafrikas wahrnehmen kann, wo ich Tausende von sandgeblasenen, polirten, angefressenen, durchlöcherten Steinen gesehen habe, aber keinen einzigen echten Dreikanter.

setzen bedeutende Niveauschwankungen voraus. Nach Kap. III ist ohne die Annahme solcher auch die Landeisttheorie in unserem Fall unmöglich, weil die jetzt vorhandenen Gefälle für die Gletscherbewegung nicht ausreichen. Gefälleveränderung lässt sich hier nur durch Hebungen und Senkungen des Festen erklären. Dass solche in der Physik des Erdballes begründet sind, wurde im V. Kapitel gezeigt. Wir wollen nun in aller Kürze die bekannten Erfahrungen über Niveauschwankungen (durch Hebung und Senkung des Landes, wie ich meine) während der Quartärzeit, in dem uns hier interessirenden Gebiet, resumiren und sehen, welche Hebungen oder Senkungen daselbst ausserdem angenommen werden müssen zur Erklärung der erwähnten Erscheinungen im Eulengebirge.

Dass jetzt noch Niveauschwankungen im Binnenland vorkommen, wurde schon an einer anderen Stelle bemerkt und zugleich auf die Schwierigkeit hingewiesen, solche zu erkennen. Wie unsicher die Höhenbestimmungen, selbst in den cultivirtesten Theilen Europa's, vor Ausführung der Präcisionsnivellements waren, geht u. a. aus dem Text zu HANN's Atlas der Meteorologie hervor: die angenommene Höhe von Wien differirte um 5 Meter mit der wirklichen; RYKATSCHEFF konnte in Russland nur 6 Küsten- und 12 Inlandpunkte ausfindig machen, deren Höhe genau genug bestimmt war, um als Basis für die Construction von Isobarencurven verwendbar zu sein; die Höhe von Irkutsk war 70 Meter zu tief angegeben; in Nordamerika sind die Höhenquoten oft noch unsicherer. Die vielen Nivellements der Neuzeit für technische Zwecke geben in dieser Richtung auch nicht den gewünschten Aufschluss, theils weil sie sich meist auf willkürlich angenommene Nullpunkte beziehen, theils weil sie noch zu neuen Datums sind. Durch die europäische Gradmessung wurden aber einige That-sachen ermittelt, welche für recente Massenverschiebungen im Inneren der Erde, für seitliche und vertikale Bewegungen von Oberflächenpunkten derselben sprechen. (Siehe Verhandlungen der permanenten Commission der europäischen Gradmessung 1878, S. 19; 1883, S. 55, 61.) Nach STRUVE ändert sich die Polhöhe von Pulkowa $11\frac{1}{2}''$ in 100 Jahren; nach BRUNS $0,2''$ seit 1840.

ANDRAE fand Dreieckswinkel in Dänemark bis 7" von den s. Z. durch SCHUHMACHER gemessenen abweichend und führte die Differenzen auf Schwankungen der Oberfläche zurück. PLANTAMOUR beobachtete im Keller seines Hauses zu Genf Niveauschwankungen bis 17". HILGARD nach Erdbeben in Texas bis $>2\frac{1}{2}$ " Azimuthabweichungen. FERRERO in Italien 1— $1\frac{1}{2}$ " Differenz in früher und später gemessenen Richtungen. HIRSCH führte Azimuthschwankungen von $\pm 2,5$ Zeitsekunden auf jährliche Drehung des Observatoriumshügels zu Neuchâtel zurück, welche durch ungleiche Erwärmung veranlasst seien. SADEBECK konnte ohne künstliche Erhöhung vom Meissner aus den Inselsberg nicht mehr sehen, was GERLING noch gekonnt hatte; daraus folgt Senkung eines dieser Berge oder Hebung eines zwischenliegenden. Endlich stellte VON HELMHOLTZ Antrag auf gesetzlichen Schutz der Fixpunktmarken, besonders auch im Interesse der Geologie. Hieran liessen sich noch einige Laienbeobachtungen über das Unsichtbarwerden vorher sichtbar gewesener Punkte schliessen, welche das vom Meissner-Inselsberg angeführte unterstützten¹⁾.

Von gegenwärtigen Niveauschwankungen an Küstenpunkten seien erwähnt: Senkung der adriatischen Küste bei Venedig; prähistorische (?) Senkungen an der englischen Küste (versenkte Wälder bei Liverpool, Cardigan, St. Bridesbay, Grimoldby, Brancaster); Hebungen derselben Küste (raised beaches in Cornwallis); Ueberfluthung der Niederlande am Ende des dreizehnten Jahrhunderts; Senkung von Friesland, Helgoland, Sylt (?). Unverändert geblieben in den letzten 200 Jahren ist dagegen der Pegel von Amsterdam (Verhandlung der perm. Commission der europ. Gradmessung 1883, S. 55).

¹⁾ Neuerdings finde ich noch als »evidence of present movement« am Aspenmountain gedrehte Schächte, Rutsche, Hebungen von 3—4' in 2 Jahren angeführt (New York Mining and Engineering Journal 1888, July 14). Das seit 1884 erneuerte Präcisionsnivelement in Frankreich hat gezeigt, dass der Boden von Süd nach Nord sinkt. Das Land zwischen Marseille und Lille soll sich auf 820 Kilometer Entfernung um jährlich 3 Centimeter (?) gesenkt haben. In der Richtung nach NO. soll die Senkung 1 Millimeter auf 27 Kilometer betragen, in der Richtung nach N. 1 Millimeter auf 10 Kilometer (Zeitungsnotiz).

Recente Hebungen an der westlichen norwegischen Küste sind wegen der starken Gezeiten schwierig festzustellen; an der südlichen, zwischen Stavanger und Moss, betragen sie 0,3 Meter im Jahrhundert¹⁾. Die Bohuslän'schen Schären Koster, Hällö, Winga heben sich 0,47 Meter; die naheliegenden Väderöar fast doppelt so stark, je nach Berechnung 1,3 Meter, 0,79 Meter, 0,7 Meter. In diesem Gebiet ungleichförmiger Bewegung hat man wohl zuerst Veränderungen der Aussicht wahrgenommen (Oroust, Tjörn), desgleichen postglaciale Spalten (Gudmundskär, Fjellbacka). Saltholmen im Sund ist unverändert geblieben. Malmö, Trelleborg, Ystad senken sich mit der Küste Schonen's südlich von der Linie Hanö-Lundåkra. An der Ostküste galt Skallö bei Kalmar früher als fest; im letzten halben Jahrhundert hat sich aber 0,4 Meter säculare Hebung herausgestellt, an der Nordspitze Öland's 0,23 Meter Hebung, an Utklippan 0,67 Meter. Landsort, südlich von Stockholm, scheint sich jetzt zu senken. Bei Södra Stäket (Stockholm's skärgård) scheint auf beiden Seiten des nur 130 Meter breiten Sundes zwischen 1704 und 1855 die säculare Hebung sehr verschieden gewesen zu sein: 0,58 Meter auf dem Festland, 0,35 Meter auf Wermdön. Für Stockholm liegen die sichersten und nach richtigstem Prinzip von NORDENSKJÖLD berechneten Resultate vor: (Öfversigt af Kgl. Vetensk. Akad. Förh; 1858, S. 269), 0,525 Meter Hebung in 100 Jahren, mit merklichen Ungleichheiten in verschiedenen Abschnitten der Beobachtungsperiode 1774—1875, welche auf abnehmende Hebung deuten. Nordwärts von Stockholm scheinen die Hebungen zuzunehmen, doch kommen hier besondere Störungen in Betracht. Djursten 0,6 Meter, Löfgrund 1,0 Meter, Ratan 1,03 Meter, Storebben 1,02 Meter oder 1,3 Meter, Malörn 0,32 Meter. An der finnischen Küste wurden u. a. folgende säculare Hebungen constatirt: Bergö 1755 bis 1852: 0,965 Meter; Rönnskär 1755—1797: 0,505 Meter, 1797

¹⁾ Diese und nächstfolgende, meist von Holmström herstammende Ziffern sind dem II. Bd. von SUZSS, Antlitz der Erde entnommen.

bis 1821: 0,345 Meter; Åbo 1750—1841: 0,525 Meter, 1858 bis 1872: 0,507 Meter.

Von Peterhof, an der Südküste des finnischen Busens, wo noch Hebung stattfindet, bis nach Jütland kommen viele Widersprüche vor; die zahlreichen Beispiele für Landverluste lassen aber im Ganzen auf geringfügige Senkung schliessen, welche örtlich und zeitlich mit Stillstand oder Hebung wechselt und durch irreführende Strandphänomene verdeckt wird. Nach HAGEN deuten die Beobachtungen an der deutschen Ostseeküste auf keinerlei Hebungen oder Senkungen. An der Nordküste von Oesel scheint Hebung, an der Südküste vielleicht Senkung stattzufinden. BERENDT hat Senkung um das kurische Haff nachgewiesen. Nach SEIBT blieb Swinemünde 1826—79 und Travemünde 1855—84 unverändert; nach PASCHEN ist 1849—67 geringe Hebung bei Wismar vorhanden. Auf Rügen wurden Witte und andere Dörfer von den Fluthen verschlungen. An der Schleswig-Holstein'schen Küste findet Senkung statt (Schleymünder Burgwall, Bramhorst Jagdschloss, Colberger Haide u. a.). Dann folgt NO. von der Forchhammer'schen Linie Nissumfjord-Nyborg ein Gebiet unbedeutender Hebung, welches das nördliche Jütland und Seeland umfassend bis Bornholm sich ausdehnt, und durch das bereits erwähnte Senkungsfeld in Schonen von dem grossen skandinavischen Hebungsbereich getrennt ist.

Zweierlei ist zu den hier zusammengestellten säcularen Vertical-Bewegungen an der Ostseeküste anzumerken:

1) Hinsichtlich ihrer Intensität, dass dieselbe sogar in der kurzen Beobachtungsperiode eines Jahrhunderts nicht constant geblieben ist; sie scheint gegen Ende des 17. und Anfang des 18. am bedeutendsten gewesen zu sein, um welche Zeit man in Skandinavien auf die Erscheinung überhaupt erst aufmerksam wurde.

2) Hinsichtlich der Begrenzung der einzelnen Hebungs- und Senkungsfelder bemerkte schon GADD Unterbrechungen der ersteren; es ist dabei an die Verwerfungslinien zu denken, welche nach TÖRNEBOHM (Grunddragen af Sveriges geologi, S. 162; wohl nach SVENONIUS) postglaciale Thalbildungen im mittleren Schweden verursachten und theils in O. und ONO. gerichtet sind, theils in

N. und NW., sowie an die Verbindungslinien der tiefsten Punkte der Ostsee, nämlich eine süd-nördliche von der Danziger Bucht bis Ulfö (ostwärts versetzt weiter nördlich bis Bjuröklubb), und eine von Slätbacken nach dem Finnischen Busen ost-nordöstlich gerichtete, welche sich nördlich von Gottland schneiden. Das sind Gräben, neben denen Gottland und die Alandsinseln wie Horste hervorragen; sie entstanden erst nach oder doch während der Eiszeit, was wohl auch von der tiefen norwegischen Küstenrinne angenommen werden muss, neben welcher die Fjellhorste in die Höhe stiegen. Für Heraushebung derselben und für Ungleichförmigkeit in der Bewegung dabei scheinen mir u. a. Rundhöcker und Gletscherschrammen in den Quellgebieten des Ljusne- und Ljungelf (Herjeådalen) zu sprechen, welche man nordwestwärts gegen den Fjellkamm ansteigen sieht. Die Gletscherströme können nicht das Gebirge überstiegen haben, um die norwegische Küste zu erreichen; vielmehr ist anzunehmen, dass zur Gletscherzeit der Landrücken südöstlicher lag und dass erst später durch einseitige Hebung auf der norwegischen Seite das Gegengefälle der Gletscherschliffe entstand. Auffällig erscheint, dass jetzt noch die Quellbäche des bei Trondhjem mündenden Nidelf jenseits der Kölar auf der schwedischen Seite sich sammeln, und aus der Depression zwischen Syl-Helag-Grön-Mittåfjell quer durch das Gebirge (Biskopsdörren) brechen. Das ist eine ähnliche aber viel grossartigere Erscheinung, als die veränderten Abflüsse von Alpenseen, die ich im Neuen Jahrbuch für Mineralogie 1882 S. 110 f. beschrieben habe.

Aehnlich verhalten sich auch Flüsse in Lappland, welche auf schwedischer Seite, östlich von den Kölen, entspringen und auf norwegischer münden. In Herjeådalen wurden schon vor 150—200 Jahren am Wåhlfjell, Skrållstäd, Knipfjell die horizontalen Säume bemerkt, welche nach BROWALLIUS (Betänkande om vattuminskningen, 1755 S. 136) bei den Gebirgsbewohnern für Zeichen des Wasserstands der Sündfluth galten.

Ich glaube nicht, dass die grossen Oberflächenumgestaltungen lediglich durch derartige langsame Bodenbewegungen vollzogen worden sind, sondern mehr noch durch Kataklysmen, zwischen

welchen die sogenannten Säcularbewegungen fast als Ruhepausen erscheinen, in denen erst allmählich wieder alles stabil wird oder auch ein neuer Akt sich vorbereitet.

Die ältesten Niveauschwankungen der Eiszeit gehören der Pliocänzeit an. Diesen Anachronismus habe ich in »Geol. Beob. im Tessinthal« S. 140 zu erläutern gesucht, und will hier zu seiner Rechtfertigung nur an die Pliocänfauna von Balerna, an Porphyrgeschiebe im englischen crag, an die alpinen Geschiebe auf dem plateau lyonnais in 200—275 Meter M. H. erinnern, welche nach RICHE dem jüngsten Pliocän angehören. Wenn die Cyprinenthone nach TORELL (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1887, S. 649) prae- und infraglacial sind, so folgt daraus wohl auch, dass die Vergletscherung in der Pliocänzeit begann, und weiter, dass der südliche Ostseerand (Elbing, Langeland, Holstein) um diese Zeit unter Wasser stand. Doch will ich hier zunächst von der durch BEYRICH nachgewiesenen weiten Verbreitung des Oligocän im nördlichen Deutschland ausgehen. Die ungefähre Südgrenze desselben ist durch die Punkte Wesel, Braunschweig, Magdeburg, Leipzig, Rothenburg, Liegnitz, Neisse fixirt. Südwärts von Leipzig, Brandenburg, Freienwalde, Stettin, Gardesee herrschen oligocäne Land- und Süßwasserbildungen, nordwärts maritime. Miocäne Auflagerungen sind auf die Gebiete nordwestlich der Linie Walle-Wismar eingeschränkt, vielleicht aber (oder noch jüngere?) bei Grünberg durch die Conchylenschalen im Kies angedeutet, welche JÄCKEL in Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXXIX, S. 282 erwähnt. Pliocän fehlt von der Ostsee bis Oesterreich, sofern nicht TORELL's infraglaciale Cyprinenthone dahin gerechnet werden.

Im Süden erstreckte sich das Miocänmeer von Dax (Bordeaux) bis Lapugy und Dobra in Siebenbürgen; der obermiocäne »Flinz«, welchem Glacialbildungen Oberbaiern's unmittelbar aufgelagert sind, bezeichnet einen Punkt desselben zwischen der Schweiz und Wien in vorgeschrittener Zeit. Zwischen nördlichem und südlichem Miocänmeer vermittelte das Rheinthal eine Verbindung (LYELL 1834), welche später nordwärts geschlossen war, wenn nicht etwa durch Wetterau und Hessen

noch ein nordost gerichteter Kanal offen blieb (?). Eine zweite Verbindung beider Meere bestand zwischen dem Wiener Becken und Schlesien durch Mähren und das östliche Böhmen (Wildenschwert, Abtsdorf, Böhmisches Trübau), wo der damalige Strand 440—450 Meter ü. M. lag (Suess, Bd. I, S. 410); sie überschritt die europäische Wasserscheide in 310 Meter; »die Nord- und Ostgrenze dieser Ausdehnung des Meeres kennen wir nicht« (l. c. S. 411); sollten etwa die erwähnten Conchylien von Grünberg auf den weiteren Verlauf gen NW. deuten?

Am wichtigsten für die Frage einer Verbindung zwischen Ostsee und Mittelmeer in spätterter Zeit sind die nordischen Gäste der III/IV Mediterranstufe (Oberpliocän) und die nordische Relictenfauna des adriatischen Meeres. Es lässt sich für dieselben kaum ein anderer Weg finden als durch Schlesien, Böhmen, Mähren zum Wiener Becken, entsprechend dem eben erwähnten Miocänmeer, und weiter durch Oberbayern und die Alpen. Mangel an Ablagerungen, welche diesen Weg näher bezeichneten, lässt sich wohl durch spätere Erosion und Ueberdeckung erklären; vorläufig ersetzt wird dieser Mangel durch die Strandsäume am Eulengebirge und Gotthard, welche an ersterem Ort 560 Meter erreichen (d. i. nur 110 Meter über dem Stand des Miocänmeeres in Böhmen), an letzterem, zu 1500 bis 1600 Meter M. H., durch Saxicavenlöcher secundirt werden.

Tektonische Indicien für Bodenbewegung während der Glacialzeit oder später sind zwar im Eulengebirge selbst noch nicht beobachtet worden ¹⁾, wohl aber in der Nachbarschaft, zwischen den ideellen Bruchlinien, welche die Sudeten begrenzen. Ich meine den Einsturz des Hirschberger Kessels, von welchem KUNTH »nicht ohne Sicherheit aus dem Fehlen aller Sedimente bis zum Ende der Tertiärformation schliesst, dass der Kessel bis gegen das Ende der Tertiärzeit nicht vorhanden war, während das Auftreten des Diluviums in demselben deutlich seine Existenz zur Zeit des Diluviums beweiset« (ROTH, Erläuterungen zu der

¹⁾ Die im VII. Kapitel erwähnten Abrutschungen geneigter Blätterthonschichten bei Seitendorf glaube ich nicht hieher zählen zu dürfen.

geognostischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge etc., S. 392); denke dabei aber auch an die von BEYRICH nachgewiesenen Spaltenthäler, Aufstürzungen und Ueberkipnungen im Kreidegebirge zwischen Grüssau und Mittelwalde westlich und südlich vom Eulengebirge (ROTH; l. c. S. 235, 354, 361); dieselben sind postcretaceisch, ob prae- oder posttertiär weiss Niemand. SUESS sagt hierüber Bd. II, S. 129: »Die nachträgliche Einfaltung . . . der transgredirenden Kreideablagerungen . . . , wie auf der Heuscheuer und in den Mulden von Löwenberg und Lähn, lehrt, dass ähnliche posthume Bewegungen eingetreten sind wie im südlichen England.«

Zum Schluss sei noch an VON KOENEN's diluviale Verwerfungen, Hebung des Harzes in der Quartärzeit, an die gefalteten Braunkohlenflötze und andere Einzelercheinungen erinnert, welche durch den Nachweis der Hebung des Eulengebirges, während Ablagerung des Diluviums, ihre Räthselhaftigkeit verlieren.

Die Bodenbewegungen im baltischen Becken während der Eiszeit hat ACKERMANN in »Beitrag zur physikalischen Geographie der Ostsee« übersichtlich zusammengefasst, und zwar einmal von der Drifttheorie, dann von der Inlandeistheorie ausgehend.

Die Drifttheorie führt nach ihm zu folgenden Consequenzen:

Ende der Tertiärzeit. Skandinavien Festland.

Diluvialperiode. 1. Hälfte. Senkung. Skandinavien mit Ausnahme der Gebirge unter Meer.

2. Hälfte. Emporsteigen des diluvialen Meeresbodens. Ostsee kleiner als jetzt, da Land zwischen Schonen, Rügen und westwärts. Offene Meeresstrasse von Skagerrack zum Weissen Meer, deren Boden später bis auf die schwedischen Seen emergirt wird. Episodische Senkung in Mittelschweden. Ostsee längere Zeit Landsee.

Praehistorische Alluvialperiode. 1) Durch Senkung entstand Meer zwischen Rügen, Schonen und westwärts, mit den dänischen Inseln, Busen, Förden, Kanälen, ferner die küstennahen Inseln, Strandseen, kurisches Haff. 2) Hebungen in

Schweden, Finnland; Senkungen in Schonen, Holstein, kurischem Haff.

Die Inlandeistheorie lässt folgern:

Ende der Tertiärzeit. Skandinavien Festland.

Diluvialperiode. Erstes Drittel (bis Ende der Interglacialperiode). 1) Durch Senkung entstand Meer über östlicher Ostsee und südwärts landein (Elbinger Yoldienthon); Landbrücke nach Schonen; Eismeer mit Skagerrack verbunden; Gottland und Öland bleiben als Horste. 2) Meer über westlicher Ostsee entsteht und breitet sich weiter aus als jetzt. (Brockenmergel am Brothener Ufer; Cyprinenthon Alsen's), so dass es den östlichen Theil der Nordsee bildet.

Zweites Drittel (bis Ende der 2. Interglacialperiode). 1) Senkung in östlicher Ostsee, wodurch sie grösser als jetzt (marine Bildungen Schweden's und Gerdauer Sand; Skandinavien bewohnt). 2) Hebungen anstatt Senkungen im Gebiet der heutigen westlichen Ostsee; Landbrücke zwischen Deutschland und Schonen. Ostsee ein Landsee.

Drittes Drittel. 1) Senkungen in Pommern und Ostseeprovinzen dauern fort. 2) Hebungen verkleinern die östliche Ostsee an preussischer und skandinavischer Küste.

Præhistorische Alluvialperiode. 1) Senkungen im westlichen Ostseegebiet, wodurch die Ostsee aus einem Landsee Binnenmeer wird, die Schonen'sche Landbrücke verschwindet, kurisches Haff entsteht; Senkungen an der Küste Pommern's und der russischen Ostseeprovinzen endeten vielleicht schon früher. 2) Hebungen in Schweden (excl. Schonen), Finnland, vielleicht auch am südlichen finnischen Busen und Oesel.

Schluss.

Combiniren wir das über die Hebung des Eulengebirges und über die Hebungen und Senkungen im baltischen Becken Gesagte, unter Berücksichtigung, dass bei Beginn der Vereisung eine Meeresverbindung zwischen Norden und Süden durch Schlesien bestand, so erhalten wir folgende Vorstellung über

den summarischen Vorgang des Diluviums in Ostdeutschland: Das skandinavische Festland vereiste in gleichem Maass, als es sich weiter aus dem Meere hob, und da die Hebung auch das Gebiet der jetzigen Ostsee umfasste, so konnte das Inlandeis dieselbe überschreiten und sich so weit ausbreiten, als Gefälle, Eisdicke und Meerestiefe am Eisrand zuließen. Aller Detritus, welcher dem Eis zu seinem Rand gefolgt war, fiel der Drift und Sedimentbildung anheim. Driftdeposita erfolgten, wo das transportirende schwimmende Eis abschmolz, ebensowohl entlang vorhandenen Strändern, als auf dem Boden der offenen See; deshalb sind die äussersten Driftdeposita nicht nothwendig an Stränder gebunden, und wenn solche nur bis Troppau, Gratz, Teschen vorkommen, beweisen sie nicht, dass das Meer bei Weisskirchen die mährische Wasserscheide nicht doch überschritten habe. In diesem Stadium der Eisentwicklung lag das Eulengebirge ca. 600 Meter tiefer als jetzt. Das nördliche Landeis dürfte sich nie südlicher in Schlesien hinein erstreckt haben, als bis zu den Oberoligocänhügeln zwischen Grünberg und Glogau, wahrscheinlich nicht einmal soweit. — Es folgte Herausheben des Eulengebirges (womit jetzt nur eine Marke im Aussenrand des deutschen Mittelgebirges bezeichnet werden soll, süd vor welcher Hebungen statthatten) und gleichzeitiges Sinken Skandinaviens. Der Eisrand zog sich nordwärts zurück, der Meeresstrand dessgleichen; die topographischen Details konnten sich sogar so gestalten, dass kein Meereswasser mehr den Eisrand umgab, sondern ein breiter Kanal von Süsswasser, gleichzeitig gespeist von den nordischen Gletscherströmen und den Landzuflüssen von Süden. Diese mit dem Eisrand successive nordwärts verlegten Kanäle sind die von BERENDT nachgewiesenen alten ostwestlichen Strombetten: Glogau-Baruth, Warschau-Berlin, Thorn-Eberswalde. — Einsenkung des Ostseebeckens gab den skandinavischen Eisströmen eine neue Richtung um Schweden herum westwärts (DE GEER, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXXVII, S. 177), und damit war die nordische Eis-ingression nach dem östlichen und mittleren Deutschland beendet; alle späteren dasigen Diluvialbildungen sind Umlagerungen, ver-

anlasst durch interne Wässer und etwaige kleine Mittelgebirgs-gletscher, wozu sich im Küstengebiet noch Meeresdeposita gesellen, welche durch die fortdauernden Niveauschwankungen einzelner Felder des Ostseebeckens ermöglicht wurden.

Nehmen wir als Heerd des skandinavischen Landeises die bereits erwähnte Umgegend der Syltoppar mit 1790 Meter jetziger Gipfelhöhe an, so betrug von da nach Rüdersdorf in 60 Meter M. H. und 1200 Kilometer Entfernung das Gefälle $0^{\circ} 5'$, womit ein Gletscher nicht laufen konnte (S. 34), wenn wir auch von allen Unebenheiten des Weges absehen und annehmen, dass hochgradige Viscosität die Bewegung des Eises veranlasste. Erst bei einem Gefälle von $0^{\circ} 9'$, welchem eine Niveaudifferenz (auf 1200 Kilometer Distanz) von 3130 Meter entspricht, könnte dies eintreffen; wenn aber geschiebeführende Untereisströme mit einem Minimalgefälle von $0^{\circ} 35'$ die Gletscherbewegung verursachten, so war eine Niveaudifferenz von 12180 Meter zwischen Syltopparna und den Rüdersdorfer Kalkbergen erforderlich. Wir mögen auch annehmen, dass das Eis bei Rüdersdorf beträchtlich über die Mächtigkeit aufgestaut war, welche es einwärts (beispielsweise in Schweden) besass, so dass es weit in's Meer hinein schieben konnte, ohne Grund zu verlieren: immer verbliebe die Höhe von Syltopparna eine unerhörte, wenn sie die Bewegung des Inlandeises bis in die Mark hinein erklären sollte, etwa $12180 - 580 = 11600$ Meter (die Meerestiefe gleich der damaligen Einsenkung des Eulengebirges oder = 580 Meter angenommen). Man möchte fast daran zweifeln, dass ein nordischer Gletscher auch nur bis Rüdersdorf vorgedrungen sei, oder wenigstens annehmen, dass er seinen Heerd viel weiter südlich hatte, etwa halbwegs in der Gegend des jetzigen Wettersee's, wo eine Meereshöhe von $\frac{12180}{2} - 580 = 5500$ Meter genügt hätte. Aber auch die Voraussetzung eines so kolossalen Gebirges an einer Stelle, wo jetzt Seen und Hügelland sind, befriedigt nicht; denn sie widerspricht den geologischen Erscheinungen in Schweden, und dem Gletschertransport von Geschieben aus nördlicheren Theilen Schweden's nach Deutschland. Da die jetzige Schnee-

grenze nahezu die Gipfelhöhe der Syltoppar erreicht (in dem benachbarten Helagfjell existirt sogar noch ein kleiner Gletscher), so müsste die Bodentemperatur des zur Eiszeit auch nur 3000 Meter hoch gedachten Sylfjell's weit unter Null gelegen haben, so dass in diesem Inlandeis-Heerd wohl Firn, aber kein Schreitgletscher bestehen konnte.

VII. Das Gebirgsdiluvium des Eulengebirges unter Berücksichtigung der Niveauschwankungen.

Die Diluvialablagerungen eines Gebirges können ganz in terner Natur sein, aus Material bestehend, welches dem Gebirge entstammt und von denselben Kräften transportirt wurde, die daselbst noch heute wirken, wenn auch modificirt durch veränderte topographische Verhältnisse, anderes Klima, andere Niederschlagsquanten. Sie können aber auch mit externen Diluvialbildungen combinirt sein, wenn das Gebirge gleichzeitig im Bereich innerer und äusserer Diluvialvorgänge lag, und einheimisches und fremdes Material theils von innen nach aussen, theils umgekehrt bewegt wurde. Solches gemischtes Gebirgsdiluvium, welches durch Umlagerung ohne merkliche Grenze in materiell ähnliche Alluvialbildungen übergehen kann, repräsentirt einen besonderen Typus und lässt sich in das Schema der Diluvialbildungen der Ebene nicht ohne Weiteres fügen. Ich will dies hier mit Beispielen aus dem Eulengebirge erläutern, und zwar in Zusammenhang mit den im II. Kap. zusammengestellten Strandsäumen.

Strand des Diluvialmeers.

Das Eulengebirge lag 554 Meter \pm 17 tiefer als jetzt, da die Einfuhr nordischer Diluvialmassen begann. Noch tiefere Submersion ist zwar angedeutet (Kap. II), kommt hier aber nicht in Betracht, weil nordische Geschiebe über 560 Meter hinaus fehlen (nur am Weg zwischen Heinrichau und Wüstewaltersdorf ist mir noch 620 Meter M. H. ein Pegmatitstein aufgefallen, welcher schwedischer Herkunft sein könnte). Nach Koristka kommen

diluviale Schichten auf dem böhmisch-mährischen Plateau und in den Sudeten in 600' bis 1800' (570 Meter) M. H. vor; die für Preuss. Schlesien angegebenen Maximalhöhen von 1500' (470 Meter) bei Hermsdorf, 1400' (440 Meter) bei Waldenburg (FIEDLER, Zusammenstellung der diluvialen und alluvialen Gebilde Schlesien's, 1864, S. 2) fallen alle in oder unter unseren 554 Meter-Horizont.

Trägt man denselben auf einer übersichtlichen Karte mit Niveau-kurven ein (z. B. Olbrich's Karte des Waldenburger Kreises, $\frac{1}{75000}$), so bemerkt man, dass die gebuchtete Küstenlinie des Diluvialmeeres von Liebersdorf nach Charlottenbrunn südostwärts verlief, dann ostwärts nach Heidelberg. Nordvor war offene See mit wenigen Küsteninseln, z. B. Vogelskuppe und Schwarze Berg NO. von Waldenburg (mit einem einzelnen rundgescheuerten Zahn von Culmconglomerat auf sonst flachgerundetem Buckel in 560 Meter M. H.); Butterberg SO. von Waldenburg, durch den schmalen Bärengrund von der NO. auspringenden Landzunge des Langenbergs mit Anhängseln getrennt; flachbuckelig gerundete Anhöhe SO. von Reussendorf; Münsterhöhe, mit Strandverflächungen am Nord- und Ostabfall in 570—580 Meter M. H.; Breite Stein nebst Anhöhen W. von Bärsdorf mit flachgerundetem, fast horizontalem Rücken, aus welchem der »breite Stein« und andere Klippzähne isolirt hervorragen, als letzte Ueberreste verschwemmter Riffe; desgl. der »Felsblock« eine halbanstehende geborstene und verkippte Klippe im Horizont 560—570 Meter; Diluvialgerölle an dieser Insel sind sehr spärlich. Derselben ist nordwärts die kleinere Insel des Stockberges vorgelagert, mit Strandverflächung in 550 Meter auf seinem Nordabhang und von den flachgerundeten, durch Sunde getrennten Kuppen des Kiefer-, Fuchs-, Königsberges, Anhöhe bei Neudörfel umgeben, auf welchen spärliche Diluvialgerölle und Strandsäume in 490 Meter auf der Nord- und Ostseite vorkommen. (Diese Säume, sowie der benachbarte flache Buckel des Fabichberges mit häufigeren Geröllen, gehören also einem tieferen Horizont au.) Süd vor der Münsterhöhe-Breitenstein-Insel

liegen ein Paar durch Sunde getrennte flache Buckel, welche gerade noch den 560 Meter-Horizont erreichen, mit Strandlinien auf der Südseite in 550 Meter; auch hier trifft man einzelne Diluvialgerölle. Tief in dem Fjord, welcher südwärts bis Wüstewaltersdorf eingriff, lagen die durch einen flachen Sund getrennten, langgestreckten Inseln des Uhlenberges und Stenzelberges mit ihren Anhängseln. Strandmale sieht man hier bei Δ 557,5 und NO. von da in 530 Meter; deutlichstes solches ist jedoch der flache Stenzelbergücken in 570 Meter mit zahlreichen Geröllen, welche dem hier auslappenden Culmconglomerat entstammen und vom Diluvialmeer verzerrt sind. So verhält es sich auch mit den meisten Geröllen einer Gruppe von 8 flachbuckeligen Strandinseln, welche zwischen Hausdorf und Leutmannsdorf nur wenig über den 554 Meter-Horizont hervorragen; die grösste derselben (Heidelberg) liegt im Bereich des Culmconglomerats. Ausser den Geröllen desselben, welche nordischen oft täuschend ähneln, kommen hier aber auch unzweifelhafte nordische Geschiebe vor, darunter Feuerstein. Ost- und nordostwärts werden solche sogar recht häufig, allerdings in tieferen Horizonten, z. B. ein prächtiger grosser Granitblock mit bläulichem Quarz am Fusspfad von Heinrichau nach Leutmannsdorf im 520 Meter M. H. Die westlichen zwei zu dieser Gruppe gehörigen Inseln sind flache Buckel auf dem kilometerlangen, schwebend nordwärts sich senkenden, gerundeten Rücken der Hohen Leipe, an deren Nordwestgehänge in einer Bachmulde Diluvialgerölle verschwemmt liegen. Contouren und Gruppierungsweise dieser Anhöhen deuten an und für sich schon auf ihre Inselnatur; auffällige Strandsäume umziehen sie ausserdem, meist aber in etwas tieferen Horizonten, z. B. westlich von Δ 572 in 450 Meter; am Südabhang desselben Berges gegen das Milnichthal in 500 Meter und höher, Strandflächen durch Querrunsen mamelonartig gegliedert; westwärts eine Gruppe rundgewaschener Köpfchen in 520 Meter; am Heidelberg in 490, 550, 555 Meter; an dem NW. von da belegenen Fuchsberg in 520 und 500 Meter; auf der hohen Leipe 550 Meter.

Die bedeutendsten Einbuchtungen des 554 Meter-Strandes (im Bereich der Section Charlottenbrunn) entsprechen dem

Thal der oberen Weistritz, dem Jauerniger Grund, dem Eulengewasser-Mühlbachthal; sie sind durchweg SSO. gerichtet. Der Weistritzfjord endete ganz schmal am Sattel der Colonie Heidenberg bei Königswalde; vor seine Mündung schob sich vom Ochsenkopfeine Landzunge ostwärts (Scholzenberg, Langenberg), und auch die Inselgruppe Münsterhöhe-Breitenstein lag gerade nordvor. Dadurch und durch geringe Zugangstiefen von 30 resp. 80 Meter wurde das Einlaufen von Eisbergen in den Weistritzfjord erschwert, und grössere nordische Findlinge sieht man daselbst auch nicht, wohl aber spärliche kleinere nordische Steinchen unter vereinzelt internen Diluvialgeröllen auf den Anhöhen am Märzbachteich bei Wüstegiersdorf, 558 Meter ü. M. und tiefer. Im Thalboden sind kleine nordische Geschiebe nicht einmal selten, sowohl in den Lehmgruben bei Wüstegiersdorf und Obertannhausen, als ausgespülte. Einige Verzweigungen des ehemaligen Weistritzfjords greifen recht tief zwischen die Berge: nordwestwärts bis Nesselgrund und Drechslergrund, westwärts bis Reimsbach, Donnerau, Lomnitz, südwestwärts und südwärts bis Obergiersdorf, ostwärts ins Dorf Rudolphswaldau und das Hellerthal aufwärts. Seine grösste Breite von 7 Kilometer erreichte der Weistritzfjord zwischen dem »Riegel« bei Lomnitz und der Säuerhöhe bei N.-Wüstegiersdorf, mit einer Tiefe von 80 Meter und ganz flach westwärts ansteigendem Boden ohne bemerkenswerthe Strandmarken. Von Wüstegiersdorf bis zu den langen Brachen oberhalb Niedertannhausen bemerkt man auf der rechten Thalseite, O. von Wüstegiersdorf, Strandsäume in 555—520 Meter, mit der geborstenen Strandklippe des Hauensteins und einer anderen etwas tieferen (hinter den Fabriken) belegenen Klippgruppe; bei den Märzbachteichen: Sund in 550 Meter durch einen 558 Meter hohen Flachbuckel, åsartigen Mamelon links vom Ausfluss desselben, welcher aber dem 480 Meter Horizont angehört; oberhalb Blumenau Strandverflächung in 550 Meter, desgl. »die Buche«, Δ 553,5, einem durch flachen Sund von gleich hohem südöstlicherem getrennten Buckel mit Blockanhäufungen noch halb in situ verbliebener Strandklippe. Auf der linken Thalseite, am Lorbeerberg und Köhler-

berg, schmaler Flachgürtel unterhalb 560 Meter, auf dessen Erweiterung gegen das Lehmwasserthal der Bahnhof Charlottenbrunn steht, oberhalb Mönchhayn Strandsäume in 555 Meter, an dem bereits erwähnten Ausläufer vom Ochsenkopf ostwärts. Auch die Jauernig-Eulenwasserfjorde waren durch die Münsterhöhe-Inselgruppe gedeckt und besaßen östlich davon nur 80 Meter Zugangstiefe, so dass das Fehlen grösserer Findlinge in denselben nicht auffallen kann. Kleinere Geschiebe kommen in einer alten Lehmgrube bei Grund vor (Südzipfel des Jauernigfjords); doch ist hier Verwechslung mit Geröllen aus dem Culmconglomerat nicht ausgeschlossen. Die rechte Seite des Jauerniger Grundes ist steil und mit Sturzhalden bezogen: die linke, bis zu den Langenbrachen, verflächt sich ohne merklliche Stufen. Auf der rechten Seite des Eulenwasserthalgehänges zieht sich ein durch Halden und sonst öfters unterbrochener Strandsaum in 540—570 Meter von Wüstewaltersdorf bis Hausdorf, wo er mit flachem Kopf in 545—555 Meter abschliesst. Hier liegt eine Strandablagerung, von welcher weiter unten. Auch in diesem Strandsaum treten zerfallene Einzelklippen hervor, z. B. Geierstein 550—560 Meter ü. M.

Vor dem Mühlbach-Toschendorf-Heinrichaufjord lagen nur kleine Vorinseln, ausser der des Heidelberges, an welcher viele Nordländer gestrandet sind, z. Th. in Lehm abgelagert. Im Mühlbach sieht man gerollte Nordländer, und in der südlichsten Ecke des Fjords, bei Neufriedersdorf, soll in 570—580 Meter M. H. Feuerstein gefunden worden sein. Ich habe daselbst keinen gesehen. Die Fjordcontouren bei Heinrichau und von da nach Toschendorf fallen im grossen Ganzen mit der Grenze des Culmconglomerats zusammen, weshalb auch bei einzelnen losen Gerölleablagerungen schwer zu sagen ist, ob sie besser als Diluvium oder als in situ verbliebener Schutt zerstörter Conglomerate zu kartiren sind. Um diesen Fjord zieht sich ein gut verfolgbarer Strandgürtel, welcher bei Toschendorf in 550 Meter M. H. zu einem ein Paar hundert Meter breiten dreieckigen Plateau ausspringt, auf dessen gegen das Thal gewandter Spitze ein kleiner Inselbuckel sich erhebt. Weiter südwärts verfließt

dieselbe Linie in der flachen Thalmulde oberhalb Toschendorf mit der Grenze des Culmconglomerats und folgt derselben um die Heinrichauer Anhöhe, wo südlich und südöstlich vom Dorf mehrere Gürtelfragmente bis über den Horizont des Diluvialmeeres hinaus bemerkbar sind, in 550, 580—600, 645—650 Meter (?). Auch am Spitzberg bei Altfriedersdorf treten sie hervor in 600 und 620 Meter, und von da ab nordwärts am östlichen und nördlichen Thalgehänge, wo die deutlichsten Säume aber 560 bis 580 Meter ü. M. verlaufen.

Ganz offen lag der Strand S. von Leutmannsdorf; und hier trifft man auch, wie bereits erwähnt, die meisten nordischen Findlinge, aber unter dem 560 Meter-Horizont, nebst vielen, oft unterbrochenen, um Bergbuckel geschlungenen Strandsäumen.

Das Land nord vor der hier skizzirten Küstenlinie in 554 Meter M. H. gehört fast ganz und gar der im II. Kapitel erwähnten nördlichen, niedrigeren Stufe des Eulengebirges an, und die Küsteninseln dem Abstieg dahin aus der höheren. Es liegt meist nahe dem 477 Meter-Horizont, so dass — von Rinnen abgesehen — 77 Meter tief gehende Eisberge die Strandzone erreichen konnten.

Um eine übersichtlichere Vorstellung über die Eistransportwege auch in der Umgebung des uns hier beschäftigenden kleinen Abschnittes des Eulengebirges zu gewinnen, habe ich die jetzt erläuterte Eintragung der 560 Meter-Linie über die ganze Karte OLBRICH's ausgedehnt. Danach liegt Waldenburg in einer nordwärts ganz offenen, südwärts von dem Waldenburger Gebirge (Ochsenkopfguppe in SO., Wildberggruppe in SW.) begrenzten Bucht, deren Westseite die vom Heidelberg bis Bahnhof Fellhammer sich erstreckende Hochwaldgruppe einnimmt. Ein enger Sund, wo jetzt in Station Fellhammer zwei Bahnlinien sich kreuzen, trennte diese Insel vom südlichen Strand und erweiterte sich dann westwärts zu dem Lässiggrund (Lehmgruben mit nordischem Material). Diesen nahm eine meilenbreite Meeresstrasse auf, die sich westlich von der Hochwaldinsel von Giessmannsdorf über Wittgendorf (Bernstein in Lehm-

gruben) Conradswaldau nach Trautliebersdorf zog, wo ein noch westlicherer Arm von Merzdorf über Landeshut, Grüssau einkam. Ueber den 503 Meter hohen Sattel von Trautliebersdorf hin war diese dem Bobergebiet angehörige Meeresstrasse südwärts durch das Thal der Steine mit dem Neissegebiet verbunden, so dass die nordische Drift das Glatzer Becken ebensowohl westlich vom Eulen- und Waldenburger Gebirge, das Bobergebiet aufwärts, erreichen konnte, als direkt aus der Schlesischen Ebene zwischen Eulengebirge und Reichensteiner Gebirge hindurch, das Neissegebiet aufwärts. Mit der Steine vereinigt sich oberhalb Glatz die Walditz, die dem SW.-Rand des Eulengebirges folgt, und von demselben Sattel herabkommt, welcher bei Königswalde Eulengebirge mit Waldenburger Gebirge verbindet, und auf dessen Nordabhang die Weistritz entspringt. Zu dieser 585 Meter hohen Wasserscheide streckte sich von Norden her der Weistritzfjord, nur durch eine 31 Meter hohe Landenge von dem von Süden entgegenkommenden Walditzfjord des Diluvialmeeres getrennt.

Meeresabsätze.

[Die gewöhnlichsten nordischen Geschiebe sind Feuerstein und dunkelfleischrother Granit, Upsalagranit, sogenannter älterer Granit, Gneissgranit, Smålandsgranulit (TÖRNEBOHM's Gliederung), Porphy von Elfdalen (?), Ålandsgranit, Pegmatit, Lugnåssandstein. Silurischen Kalk (Öland?) ohne Versteinerungen habe ich nur einmal gefunden, bei Breitenhayn, 420 Meter ü. M. Gerölle aus dem internen Culmconglomerat ähneln nordischen Gneissgeröllen oft täuschend und können um so eher zu mancherlei Irrthümern führen, als jetzt das Culmconglomerat gerade im 554 Meter Horizont seine grösste Verbreitung besitzt. Diese Gerölle hatten ihre Form, bevor sie im Diluvialmeer verzerrt und umgelagert wurden; ein Gleiches gilt von den Geröllen aus dem Devon- und Steinkohlenconglomerat, welche auch noch nach der Diluvialzeit weit über das Gneissgebiet verschleppt worden sind, so dass in einzelnen Fällen die Entscheidung schwierig wird, ob sie diluvial, alluvial oder

gar durch Menschenhand¹⁾ transportirt sind. In der Regel schneidet das der Gneissgrenze nächste Parallelthal die alluviale Verzettlung derartiger Gerölle ab, z. B. der Zwickerbach und Wäldchenbach auf der Strecke Reussendorf-Charlottenbrunn. Grössere diluviale Porphyrgeschiebe aus dem Waldenbürgischen gehören zu den bezeichnendsten Diluvialgeschieben im Gneissgebiet des Eulengebirges, sind zwar abgekantet und polirt, aber selten ganz gerundet, und dies ist auch ein Maassstab für die Scheuer- und Rollwirkung der gebirgischen Diluvialströme. Phyllite, quarziges Devonconglomerat, Gabbro u. dergl. kamen aus der Nachbarschaft in das Gebirgsdiluvium. Tertiärer Quarzsandstein, Lignit, Bernstein, Basalt aus den Oberoligocän-Ablagerungen des Vorlandes, z. B. von Saarau, Striegau, Jauer sind charakteristische Geschiebe, am häufigsten in den tieferen Küstenhorizonten, einige nur lokal verbreitet.]

Die Ablagerungen des Diluvialmeeres im untersuchten Theil des Eulengebirges sind theils Strand-, theils Bodenabsätze. Zu ersteren gehören die Findlinge, welche ursprünglich aber auch Schuttablagerungen beigemischt gewesen sein können, von denen die beweglicheren Theile nachmals verschwemmt worden sind; viele wurden wohl auch vom Eis abgebürdet, ehe es strandete, gehören also zu den Bodenabsätzen; andere sind nachmals umgelagert. Nur die höchst belegenen Findlinge bezeichnen also die oberste Strandlinie des Diluvialmeeres.

Die merkwürdigste Strandablagerung ist in einer Kiesgrube zwischen Hexenstein und Hausdorf, 555 Meter ü. M. aufgeschlossen; hier hat man nicht mehr mit ideellen Strandsäumen zu thun, sondern mit einer materiellen Strandbildung. Sie liegt auf der Bergseite eines dem flachen Bergkopf vorgelagerten Hügels, in dem ganz flachen Sund zwischen Hügel und Gehänge. Die im Streichen blossgelegten Schichten scheinen horizontal zu verlaufen, fallen aber in Wirklichkeit dem Gehänge conform 0 bis 18° in SW. In dem 3—5 Meter tiefen Aufschluss gewahrt

¹⁾ Besonders mit dem Steinkohlenschiefer, womit die Bauern auf den Feldern Düngkalk brennen.

man unter oberflächlicher Decke von Gneisssteinen und Gehängeschutt:

- 0,7—1,0 Meter Kies; erbsen- bis nussgrosse Strandgerölle von weissem, schwarzem, selten blutrothem Quarz; ganz kleine bis kopfgrosse nordische Geschiebe von Granit, Porphy, Feuerstein; letzterer meist in kleinen Scherben, grössere Stücke kantengestossen. Tertiäre Quarzitbrocken sehr spärlich. Gneisssteine aus der Nachbarschaft häufig. Die Kiesschichten sind stellenweise verworren, am Liegenden uneben.
- 1,2—1,5 » Feiner Sand, in dünnen gelben und röthlichen Schichten mit lehmigen Schmitzen. Gerölle spärlich.
- 0,5 » Kies, Strandkiesel, Sand, mit fremden Geröllen wie oben.
- 1,5 » Kies und rostgelber Sand wechsellagernd; Feuerstein und anderes Nordisches.

(Von oben Abgerolltes bedeckt theilweise die tieferen Schichten.)

Ostwärts unterlagert Gneissgrundschutt die Diluvialablagerung; auf der Oberfläche des Hügels nordvor liegen noch einzelne Diluvialgerölle (auch Feuersteinsplitter), aber die Hauptmasse ist steinig-lehmiger Gneisschutt, vermuthlich Decke und nicht Liegendes der Strandablagerung.

Dies ist weder eine directe Gletscherbildung, noch eine durch Fliesswasser vom Gehänge zusammengespülte Alluvion, denn Bäche pflegen nicht auf den Bergücken herabzukommen, noch ein umgelagertes Binnenseedépôt, denn aus früherem erhellt, dass die Absperrung eines solchen in dieser Höhe topographisch undenkbar ist. Wir haben hier eine Meeresstrandbildung vor uns, in welcher zeitweise mehr sandige, zeitweise mehr kiesige Absätze verrollt und geschichtet wurden, während Gneissdetritus vom benachbarten Land dazwischen kam (der Hexenstein liegt noch 40 Meter über dieser Ablagerung, deren schichtweise Rothfärbung auf gelegentlich zugeführtes Culmconglomerat cement deutet). Die

Zufuhr des Gneisschuttes dauerte auch nach Rückzug des Meeres fort, und so entstand die Deckschicht.

Reste nach Meeresthieren habe ich hier nicht gefunden; ganz kleine weisse Körnchen im Sand sind nicht Kalk, sondern angewitterter Feuerstein oder Feldspath.

Die Ablagerung ist nur Ueberbleibsel eines Strandwalles, welcher sonst weggespült ist, hie und da vielleicht unter Deckschutt versteckt sein mag; dass der Strandwall auch die Hohe Leipe umzog, wird durch die bereits erwähnten einzelnen Diluvialgerölle an ihrem Gehänge wahrscheinlich.

Auf dem flachen Buckel zwischen Heinrichau und Heidelberg, und von da thalabwärts gen Leutmannsdorf liegen mehrere auflässige Lehmgruben, deren oberste, SO. vom Wirthshaus Heidelberg, 560—565 Meter ü. M., folgendes Profil zeigt:

- 0,5 Meter torfiger Lätt und gelber Sand.
- 0,1 » unscharf begrenzte Sandschicht mit eingepackten Culmconglomeratgeröllen, Gneissstücken, kleinen einzelnen Geröllen von Quarz, Kieseliefer, Feuerstein, nordischem Granit, Porphyr.
- 1,0 » schwebend wellig geschichteter, grober, gelber Sand mit hellgelben Sandlettschmitzen.
- ? » Lehm mit nordischen Geschieben; jetzt unter Wasser.

Dies ist eine im Strandsaum liegende lehmige Ablagerung des Diluvialmeers. Der 1—3 Meter mächtige Lehm der thalabwärts liegenden Lehmgruben ist umgelagert, rauh steinig: Gehängelehm mit accessorischem Nordischem. Nordische Geschiebe sind häufig in der Umgebung von Heidelberg und ostwärts, wie schon a. a. O. erwähnt wurde.

Dem Heidelberger Lehmvorkommniss ähnlich sind 2 andere: bei Neufriedersdorf 570—85 Meter ü. M., und bei Grund (O. von Wüstewaltersdorf) 560 Meter ü. M.; beide an der Grenze des Culmconglomerats. Nachmalige Vermengung mit Gneisschutt macht die jetzigen Aufschlüsse aber unklar, auch habe ich daselbst Feuerstein nicht finden können.

Einige von FIEDLER zwischen Seitendorf, Hochwald, Adelsbach (ausserhalb Section Charlottenbrunn) angegebene Diluvialvorkommnisse dürften an einzelnen Stellen ebenfalls den Strand-Horizont 560 Meter erreichen; ich habe sie nicht besucht.

Die Bodenabsätze des Diluvialmeeres müssen mit Vorsicht beurtheilt werden, da in Thalböden zusammengeschwemmter Gehängeschutt mit umgelagerten nordischen Geschieben oder der Schlamm ehemaliger Landseen leicht damit verwechselt werden können. Ich wähle deshalb als Beispiel eine Ablagerung auf dem 486 Meter hohen Sattel, von welchem das Alt wasserthal NW., der Bärengrund SW., die Einsenkung nach Reussendorf-Dittmannsdorf NO. verläuft. Längs diesem Sattel liegt von NO. — SW. ein kilometerlanges Lehm- und Thonlager, welches nicht in einem Landsee abgesetzt sein kann, weil Absperrung eines solchen unter den gegebenen topographischen Verhältnissen nicht abzusehen ist.

Der hier unter dem Lehm liegende blätterige Thon kann nur ein zartschlammiger Absatz aus stagnirendem oder tiefem, ruhigem Wasser sein, hier also aus dem noch über dem 486 Meter-Horizont stehenden Meer. Er gleicht dem oberschlesischen Blätterthon, dem schwedischen *hvarvig lera*, besonders dem Schonen'schen, worin NATHORST eine arktische Flora entdeckte, dem postglacialen Thon von Lavorgo im Tessin mit Hochgebirgsflora, den ich in »Geol. Beob. im Tessinthal« S. 114 ff., S. 145 ff. beschrieben habe. Mitunter ist er sehr fett, dunkel, verworren oder garnicht geschichtet, »svart-lera«-ähnlich. Nahe dem Liegenden und Hangenden wird er öfters sandig oder wechselt mit dünnen Sand-schichten; ausserdem enthält er nur ganz vereinzelt Sandkörnchen und spärliche kleine Geschiebe aus dem benachbarten Culm- und Kohlengebirge, Phyllitbrocken, tertiären Sandsteinquarzit, einzelne Basaltbrocken aus Schlesien, rothen Granit und Feuerstein aus dem Norden. Spärlich kommen darin feste sandig-kalkige Concretionen (marlekor, Mergelpuppen) vor, Steinkohlenbröckchen, Lignitfetzen, Bernstein (vor Jahren hier gefunden) und — fingernagelförmige Thonkerne, welche den Yoldien gleichen, die ich 1859 bei Eksåggästgif varegård in Södermanland fand (dasselbst aber mit Epidermis).

Sie liegen meist gruppenweise im blätterigen Thon, und zwar so, dass sich dessen Lagen um sie herumbiegen, bestehen aus äusserst zartem dunkelgrauem Thon und lassen weder von Epidermis noch Kalkschale etwas erkennen (letztere könnte vom Thon resorbirt sein); nur ein einziges Mal habe ich in der Schlossgegend feine Riefung abgedrückt gesehen, welche beim Eintrocknen des Thones aber abstäubte. Sie sind meist 7×9 Millimeter gross, flachgedrückt, an der einen Seite geradlinig abgeschnitten¹⁾.

Bei Reussendorf ist die Schichtung dem flachen Gefälle der Unterlage entsprechend fast söhlig. In der unteren Grube daselbst schieben sich aus dem liegenden Culmgrundschutt viele Sandschmitzen in den Thon, dessen Schichten am Hangenden verworren, mit Sand aus der überliegenden Geröllebank vermengt, stellenweise gelb gefärbt sind. Nächst W. von der Chaussée (Oberfl. 486 Meter) ist dagegen der schwarze Thon oben am fettesten, sandfreiesten, am wenigsten geschichtet und überlagert von gelbgrauem Blätterthon. Letzterer wird aufwärts sandiger, geschiebereicher, und geht in Geschiebelehm-ähnlichen Gehängelehm über. Manchmal markirt eine Sand- und Gerölleschicht die Grenze. Es ist begreiflich, dass beim Rückzug des Meeres die Gehänge- und Strandablagerungen allmählich über die Bodenablagerungen griffen, wodurch Uebergänge entstanden. Uebrigens scheint auch hier die Farbenänderung des Thones nahe der Oberfläche aus dunkelgrau in graugelb Folge von Abtrocknung, Zutritt von Luft, Verschwinden der organischen Beimengungen, Höheroxydation des Eisenoxyduls zu sein, wie ich dies für schwedische Lehme schon 1860 durch Analysen in ERDMANN's Journal für praktische Chemie nachzuweisen suchte.

Ausser in der Lehngrube nächst dem Dominium Reussendorf (Oberfl. 475 Meter) fand ich an Yoldien erinnernde Kerne

¹⁾ In der Sitzung vom 2. November 1887 habe ich einige Exemplare der Deutsch. geol. Ges. vorgelegt und zugleich die weiter unten folgende Gliederung des Gebirgsdiluviums skizzirt. Es ist mir gerathen worden, die Notiz über das Vorkommen von Thonkernen, welche an Yoldien erinnern, im blätterigen Thon des Eulengebirges zu unterdrücken. Doch scheint es sachlich nützlich, darauf behufs weiterer Verfolgung der Spur aufmerksam gemacht zu haben. Dass in Diluvialablagerungen des Eulengebirges Bewohner des karischen Meeres am wenigsten vorausgesetzt werden dürften, beeinträchtigt nicht die hervorgehobene Aehnlichkeit.

noch in der unteren grossen Lehmgrube bei Seitendorf (425 Meter). Hier ist der über 3 Meter mächtig aufgeschlossene, blätterige Thon thalwärts geneigt, im Liegenden 12° , im Hangenden $5 - 6^{\circ}$. Die hangende, gelblichgraue Schicht scheint abgerutscht, wobei Kräuselung und Wirring entlang der Rutschfläche entstand.

Der fast geschiebefreie, blätterige Thon ist $1\frac{1}{2}$ —4 Meter, gewöhnlich $3\frac{1}{2}$ Meter mächtig, wovon $1\frac{1}{2}$ Meter schwarzgrauer, 2 Meter gelbgrauer sandiger. Ausser an den genannten Punkten kommt er (im Bereich der Section Charlottenbrunn) bei Kynau (380 Meter) und Niedertannhausen (410 Meter) im Weistritzthal vor, wo ich aber nichts Yoldien-ähnliches gesehen habe, und wo die topographischen Verhältnisse Landseebildung nicht ausschliessen. Der blätterige Thon (oder Faciesbildungen) muss einst die ganze Landschaft unter 560 Meter Horizont überzogen haben, und während oder nach Rückzug des Meeres mit Gebirgsschutt vermengt, umgelagert oder weggeführt worden sein, so dass er jetzt nur noch an wenigen Punkten unverändert ansteht, an anderen fehlt, an noch anderen als Bestandtheil diluvialen Gehängelehmes (sog. Geschiebelehmes) wieder abgesetzt ist.

Dass auch Findlinge unmittelbar auf dem Meeresboden abgesetzt sein können, wurde schon erwähnt, da von solchen als Strandablagerungen die Rede war. Der 560 Meter-Strand lag meist offen vor dem Diluvialmeer, so dass gemischte nordische Provenienzen überall auf dem ehemaligen Meeresboden zu finden sind, wo nicht Barren, Inseln, Strömungen aus engen Fjorden den Import erschwerten. Hinsichtlich der Verbreitung von Tertiärgeschieben ist anzumerken, dass Basalt und Lignit entlang dem 560 Meter-Horizont noch nicht beobachtet worden sind, während von 480 Meter abwärts an einzelnen Stellen (Dittmannsdorf-Seitendorf) Basalt häufig vorkommt, zusammen mit eigenthümlichen Pegmatit- und zelligen Gangquarzsteinen. Ich glaube nicht, dass die schlesischen Tertiärgeschiebe mit Gletschereis transportirt sind, eher noch mit Grund- und Treibeis, möchte aber darauf hinweisen, dass Strömungen der Ostsee heute noch grosse Steine bewegen. So fand man das Wrak eines 1807 auf der Rhede von Kopenhagen gesunkenen englischen Fahr-

zeugs 1844 mit 4—6 k' grossen Steinen gefüllt (ACKERMANN, l. c. S. 42).

Tiefere Strandhorizonte.

Markirt man auf der Karte einen tieferen Horizont, z. B. den mittleren der Strandsäume um 480 Meter, so bemerkt man, dass der Waldenburger Kessel den Meeresfluthen nur noch von N. zugänglich war, durch die Thaleinsenkungen des Hellenbaches und Salzbaches, zwischen welchen die Insel der Wilhelmshöhe bei Hartau der Bucht vorlag. Die Hochebene von Dittmannsdorf-Hochgiersdorf-Liebichau erreicht nahezu diesen Horizont, ragt mit einzelnen Flachbuckeln (Δ 479,4, O. von Juliansdorf, hübsch symmetrisch gerundet; O. von Δ 486,2, bei Hochgiersdorf, auffällige Strandklippen auf rundem Buckel) gerade noch darüber hinaus. Besonders auf dem äusseren Bogen dieses Plateaus (Pfaffenberg, Bögenberg, Juliansdorf, Seitendorf) liegen verhältnissmässig zahlreiche nordische Findlinge, wenn auch nicht von auffälliger Grösse; einwärts nehmen sie ab und auf dem Südgehänge des Dittmannsdorfer Thales habe ich keinen mehr bemerkt, wohl aber Tertiärquarzite; etwas häufiger um die Inseln herum, nordwärts zunehmend, wo auch Basalt, Pegmatit, Gangquarz hinzukommen. Das Weistritzthal unter dem 480 Meter Horizont erscheint als vielfach ausgezackter Fjord mit Spitzen bei Wüstegiersdorf, Lehmwasser, Jauernig, Neugericht, Toschendorfer Zuckermühle, dessen Einlauf durch die flachgerundete Insel des Hackschar auf der Westseite, die Inselgruppe des Höllenberges, Laurienberges, Elflindenberges, Wagsteines und benachbarte auf der Ostseite nur wenig verengt wurde.

Dass man in diesem Gebiet dennoch nur verhältnissmässig wenig Nordländer, und zwar wohl meist umgelagerte (Schenken-dorf in Schutt und Lehm, unterhalb Goldene Waldmühle und in Oberweistritz aus solchem ausgewaschen) trifft, dürfte theils der seitlichen (nordöstlichen) Ausmündung des Fjords zuzuschreiben sein, theils dem Stromzug nach aussen, welcher, da nun schon das eigentliche Gebirge über Wasser lag, stark genug gewesen sein dürfte, um das Einflüssen von Eisbergen zu hindern.

Südöstlich von der Inselgruppe des Höllenberges etc., S. und SW. von Leutmannsdorf, werden dagegen in und über diesem Horizont nordische Findlinge wieder häufiger, denn hier lag vor dem Strand offene See. Blätterthonabsätze unter dem 480 Meter-Horizont können in der ganzen Zeit niedergeschlagen sein, in welcher sich das Diluvialmeer aus 560 Meter in 480 Meter senkte. Je weiter es sich zurückzog, desto mehr waren aber seine Absätze theilweiser Umlagerung und Vermischung mit auswärts geführtem Gebirgsdetritus ausgesetzt; es kann desshalb nicht auffallen, wenn auf der ganzen Dittmannsdorfer Fläche blätterige Thone fehlen. Man trifft hier Strandlehm wie im 560 Meter-Horizont am Heidelberg u. a. O.; wo Blätterthone etwa gewesen sind, hat sie das über die Fläche sich allmählich zurückziehende Meer wieder weggekehrt oder umgelagert, denn eine von seitlichen Bergen beigeführte schützende Decke fehlte hier.

Es hat kein besonderes Interesse, die Strandfiguration in den nächsten successiven Höhenlagen des Diluvialmeeres auszuzeichnen; die jetzigen tiefen Thalrinnen traten mehr und mehr hervor, als Ausfuhrwege des von den Anhöhen zusammengespülten Diluvialschuttes in die Ebene; als Einfuhrwege konnten sie nicht mehr dienen, die Meeresfluthen empfangen an der Mündung den Schutt und sorgten für seine Weiterverbreitung.

Strandsäume in Collision mit Thalterrassen. Veränderte Thalwege. Gemischtes Gebirgsdiluvium.

Die Mittelhöhe der letzten Strandsaumgruppe oberhalb der in ca. 320 Meter M. H. ansetzenden Ebene ist 380 Meter. Im Weistritzthal setzt sie am Sattel hinter Mährlestein ab, hinter Schenkendorf, am Fuss des Schlossberges (W. vom Schlesierthal); im Goldenen Bachthal zieht sie sich um den Tschorn herum bis Dittmannsdorf; bei Oberweistritz und Breitenhayn greift sie NO.- und SW.-wärts zwischen die Berge. Die verwickeltesten Bergcontouren in diesem Horizont bietet aber die Umgebung von Fürstenstein. Nur bei Schenkendorf kommt (im Bereich der Sect. Charlottenbrunn) in diesem

Horizont blätteriger Thon vor, thalaufwärts aber in höheren Horizonten, und um den Verlauf des Meeresrückzuges verfolgen zu können, wollen wir vom 420 Meter-Horizont ausgehen. Unter demselben liegt das ganze Weistritzthal, abwärts von der Einmündung des Lehmwasserthales bei Mitteltannhausen. Besonders auf der linken Thalseite bemerkt man deutliche Terrassen, d. h. Ueberreste des breiten diluvialen Thalbodens, in welchen der jetzige steilrandig eingeschnitten ist, mit Ausebnungen an manchen Stellen (rechte Thalseite bei Mitteltannhausen), Unterbrechungen durch Klippwände oder Haldenüberschüttungen an anderen; der Tannhäuser Kirche gegenüber tritt vorne auf der Verflächung auch eine isolirte Strandklippe hervor. Die Thal-terrasse besteht ganz überwiegend aus einheimischem Gneisschutt; Diluvialgerölle, meist aus dem Waldenburgischen, kommen vereinzelt vor (hinter der erwähnten Klippe ist sogar eine kleine Kiesgrube); eine dünne Decke von steinigem Lehm, fast frei von nordischem Material, zieht sich auf der Terrassenfläche um die Tannhäuser Kirche herum das Wäldchenthal einwärts.

Dieser Thalabschnitt endet an dem mittenvor liegenden Pantenmühlkopf (456 Meter), welcher zur Diluvialzeit noch mit dem linksuferigen Haubenstein zusammenhing, während die diluviale Thalmulde über den flachen Sattel in 410 Meter M. H. südlich vom Kopf verlief. Als das Meeresniveau so weit gesenkt war, und bevor die Pantenmühlenschlucht geöffnet wurde, stand hier ein kleiner See, dessen Sedimente, zugleich mit den tieferen diluvialen, in der grossen Lehmgrube der Niedertannhäuser Dampfziegelei aufgeschlossen sind. Die in verschiedenen Etagen der $\frac{1}{2}$ Kilometer langen Grube wahrnehmbaren Detailprofile weichen unter einander in Einzelheiten ab, lassen sich aber so zusammenfassen:

- | | | |
|------------------------|--|--|
| | Lätt, abwärts übergend in | |
| $\frac{1}{2}$ —2 Meter | Gehängelehm, mit vielen Gneisssteinen von benachbarten Höhen. | IV |
| 1 » | Gelber, thoniger Lehm mit weniger Steinen und einzelnen gebirgischen Diluvialgeröllen. | IV/III
(^{neue} Thalbildung) |

- 1 Meter Blauer, plastischer, dünnschichtiger Thon, mit zolldicken, braunen Sandstreifen; fast geschiebefrei.
- 2—3 » Geschiebelehm, streifig, schwebend wellig geschichtet; viele Gneisssteine der Nachbarschaft; Diluvialgerölle aus dem Waldenburger und Eulengebirge; Nordisches und tertiäres sehr spärlich. III
- 1—1½ » Sand, deutlich schwebend geschichtet † 5° NW.; graugelbe, sandige und kiesige Lagen wechseln; durch Manganoxyd geschwärzte, ½—1½ Decimeter dicke Bänder am Hangenden und in ⅓ der Mächtigkeit.
- 1 » Schotter Eulengebirgischer und Waldenburger Diluvialgeschiebe und überwiegender Gneisssteine in grobem, rothrostigem Sand. Spärliche nordische und tertiäre Geschiebe. Deutlich schwebende Schichtung † NW.
- 3 » ? Dünnstreifiger, dunkelgrauer Thon, fast frei von Geschieben (darunter tertiäre, nordische, Waldenburger). Lignitbrocken; Bernstein (in der Berliner Universitätssammlung). Blätteriger Thon? Gneissgrundschutt. II I

Die ganze Ablagerung von 9½—12½ Meter Mächtigkeit fällt gegen den Thalboden ab, wo die Köpfe der untersten, nachmals abgespülten Schichten mit Schwemmschutt überzogen sind. Der Einfallwinkel von 5° wird aufwärts flacher. Auf der Nordostseite des Sattels bis hinab zum jetzigen Weistritzbett liegen noch ein paar Kiesgruben mit einzelnen kleinen nordischen Geschieben. Ich betrachte II als Bodenabsatz des Diluvialmeeres, die zu III gehörigen Schichten als diluviale Schwemmgebilde, welche mit dem Rückzug des Meeres begannen und aus umgelagertem Gebirgs- und Meeresdiluvium bestehen. Gegen Ende ihrer Ablagerung öffnete sich das neue Thal durch die Pantenmühlenschlucht, zwischen 410 und 385 Meter M. H., durch welches spätere

Schutttransporte erfolgten, während in der südwärts verbliebenen flachen Ausbuchtung feinere Schlammartikel zum Absatz kamen (III/IV), z. Th. dem Löss des Gebirgsfusses vergleichbar. Der darüber liegende alluviale Gehängelehm IV entstammt den benachbarten Anhöhen; besonders die Bildung des ihn bedeckenden Lätt dauert noch fort. — Die Spärlichkeit nordischer Geschiebe in dieser Ablagerung bestätigt nur das über Eistransporteschwierigkeiten im Weistritzfjord Gesagte.

Zwei Kilometer von der Pantenmühle thalabwärts treffen wir einen zweiten, alten Thalweg der Weistritz südlich vom Mährlestein, welchen der Fluss jetzt auf der Nordseite umzieht. Der alte Thalweg in 385 Meter M. H. lag 20—25 Meter über dem jetzigen. Auf dem Sattel ist in einer Kiesgrube unter $\frac{3}{4}$ Meter lehmigem Decksand gelber, undeutlich geschichteter Sand mit spärlichen, kleinen Diluvialgeröllen aufgeschlossen; ausser Gneiss-, Carbon- und Porphyrgeröllen kleine von Feuerstein und nordischem Granit. In alten Lehmgruben WSW. vom Mährlestein steht 410 Meter ü. M. kein eigentlicher Diluviallehm an, sondern umgelagerter Gehängelehm mit spärlichen Diluvialgeröllen.

Vom Mährlestein thalab ziehen sich in ca. 400 Meter M. H. Terrassen, bald rechts bald links deutlicher entwickelt, häufig durch Klippen, Halden oder Verwaschungen unterbrochen. Von einzelnen zerstreuten Diluvialgeröllen abgesehen, bestehen sie aus Gneisschutt bis zum Sattel von Schenkendorf (Kynau), einem dritten ehemaligen Thalweg der Weistritz, welche gegenwärtig 50 Meter tiefer durch die Schlucht des Schlesiethales fließt. Die Sattelhöhe bei Kynau liegt ca. 370 Meter ü. M.; der obere Rand der dasigen Diluvialablagerungen erreicht aber 385 Meter, also die Höhe des Mährlesteinsattels mit seinem Diluvialsand; und so lange der Meeresspiegel so hoch stand, reichte er über letzteren hinweg bis an den Haubenstein. Oberhalb Kynau spaltete sich der Fjord in einen südlichen Kanal entlang dem Schlesiethal¹⁾, und einen nördlichen über

¹⁾ Bei fast allen derartigen veränderten Wasserläufen waren einmal beide gleichzeitig offen und das Wasser vertiefte dann denjenigen, welcher ihm den geringsten Widerstand bot: in diesem Fall wohl der zerrüttete, von Spalten durchzogene Gneiss des Schlesiethals.

Kynau-Schenkendorf zum Hemmstein, wo beide sich wieder vereinigten; doch verband sie schon weiter oben ein Querarm zwischen Schiesshüttenberg und Kohlberg.

Die Diluvialablagerungen auf dem Kynauer Sattel sind auf der Südostseite überwiegend sandig kiesige, auf der Nordwestseite in der Einbuchtung gegen das Schenkendorfer Thälchen thonig-lehmige: auf der einen Seite ist Stromzug vorauszusetzen, auf der anderen stagnirendes Wasser. Auf der Südostseite zeigt eine Kiesgrube am Fuss des Schiesshüttenberges, 375 Meter ü. M., folgendes Profil.

0,3 Meter Culturboden.

- | | | | |
|---------|---|---|--------|
| 0,9—1,2 | » | Hellgelber, steiniger Gneissgehänge-lehm. | IV |
| 0,1—0,3 | » | Lössartiger, dunkelgelber, fast steinfreier Lehm. | IV/III |
| 0,1—0,4 | » | Sand, rothbraun, lehmblig, geschichtet, fast geschiebefrei. | |
| 0,5 | » | Sand, gewöhnlicher, mit Kies- und thonigen Schmitzen; interlacirt geschichtet wie aus intermittirend strömendem Wasser abgesetzt; Material entstammt hauptsächlich dem Kohlengebirge; Sandsteinbrocken. | |
| 0,1—0,2 | » | Thon, zart sandig; eben geschichtet; blättert beim Trocknen. | |
| 1,0 | » | Sand. | III |
| > 1,5 | » | Sand, mit decimeter-dicken Kieslagen in 0,3—0,5 Meter Abstand. Die obersten derselben dunkel durch reichliche Kieselschiefer- u. a. Kohlensandsteingerölle. Porphy-, Conglomeratporphyr-, Quarz-, Melaphyr-Porphyr-, Quarzitschiefer-, graue Gneiss-Gerölle. Kleine abgerollte Feuersteinscherben, spärliche nordische Granitgerölle. | |

Verglichen mit dem Profil der Niedertannhäuser Lehmgrube würde der hier ca. 2 $\frac{1}{2}$ Meter tief aufgeschlossene Sand

mit seinen Geschieben dem dortigen Geschiebelehm zu parallelisiren sein; die hangenden, 0,8 — 1,4 Meter mächtigen Sand- und Thonschichten aber wären dem Altalluvium zuzurechnen, einer Zeit, da der neue Thalweg (Schlesierthal) schon soweit vertieft war, dass nur noch zeitweilig Sand durch die alte Passage geschwemmt wurde, während in der sonst bergwärts abgeschlossenen Bucht in der Regel zarte lössartige Schlammartikel zum Absatz kamen. Der Absatz des oberflächlichen Gehängelehms geht mit feinerem Material jetzt noch von statten.

Auf der Nordwestseite der sanft geneigten Kynauer Sattelfläche war in der grossen Lehmgrube Folgendes aufgeschlossen:

- unter Lätt,
- 1½—3 Meter Gehängelehm, abwärts Geschiebe- IV/III
lehm mit Gneisssteinen.
- 3 » Blätteriger Thon, oben gelb unten
schwarzgrau, mit spärlichen Diluvial-
geröllen, darunter Feuerstein und kopf-
grosser, polirter, nordischer Granit. II
- Grundschttelehm? I

Die unteren Lagen des nur in einzelnen, wassergefüllten Gruben aufgeschlossenen Thones habe ich nicht gesehen, auch nicht dessen Liegendes, nach Angabe der Arbeiter »roher steiniger Lehm« (Grundschttelehm?). Der fast geschiebefreie Thon wird gegen das Hangende verworren und zerquetscht, gelb, sandig und geht so in Geschiebelehm (III) über, dessen obere Grenze gegen den ganz ähnlichen Geschiebelehm (IV) nicht angemerkt ist. Ueber dem Gehängelehm und mit ihm verflösst liegt blau und gelb geflammt Lätt. Im Geschiebelehm gesellen sich zu den vorherrschenden Gneissbrocken kleine Gerölle von Quarz, Kieselschiefer, Porphy, Feldspath aus dem Gebirge, Phyllit, Lignitbrocken, nordischer Granit und Feuerstein. Ein paar kopf- bis cubikfuss-grosse geschliffene und geriefte Granitsteine am Rand der Grube können ebensowohl dem Geschiebelehm als dem Thon entstammen, worin die spärlichen Geschiebe aber meist viel kleiner sind. Yoldien-ähnliches habe ich im Thon nicht gesehen oder gesucht, dagegen hie und da kleine, schwarze

Flecke nach Organischem. Die Schichten fallen 10^0 in SO., entsprechend dem Thalgehänge.

Die Kynauer Diluvial-Mulde ist auswärts offen, und ihre Ablagerungen ziehen sich nur entlang dem südlichen und westlichen Muldenrand zwischen 380 und 360 Meter M. H. Spärliche Diluvialgerölle am Westrand des Kohlbergs bezeichnen die ehemalige Querverbindung mit dem Schlesierthal. $\frac{3}{4}$ Kilometer NNW. von der beschriebenen Lehmgrube liegt jenseits des Schenkendorfer Thälchens in 385 Meter M. H. an der äussersten Muldengrenze eine alte Grube mit sehr steinigem Lehm unter weissgelber, zarter, lössartiger Lehmdecke. Diluvialgerölle fehlen ganz, der Lehm ist umgelagert, mehr Gehänge- als Geschiebelehm. Von da bis hinab zum Hemmstein ist der Geschiebelehm in ähnlicher Weise umgelagert oder ganz weggeführt; die Erosionsthälchen an diesem Gehänge hinab zeigen z. Th. recht auffällige Steilränder und mamelonartige Vorsprünge.

Eine Lehmgrube in 345 Meter M. H., dicht an der Strasse zwischen Schenkendorf und Hemmstein zeigt recht deutlich den Unterschied zwischen Geschiebelehm der Schenkendorfer Mulde und dem durch Umlagerung entstandenen Gehängelehm. Die Grube hatte 2 Etagen mit flach auswärts geneigter Stufe; in der oberen:

$\frac{3}{4}$ Meter	weissgelber, lössartiger Lehm.	
$1\frac{1}{2}$	» gelbsandiger Gehängelehm mit einzelnen Gneisssteinchen.	IV
2—3	» roher, steiniger Gneissgehängelehm. Gneissgrundscht.	IV/III I

Diluvialgeschiebe, z. B. Porphyr, sind hier sehr selten; wenn auch Nordisches vorkäme, so würde es die Stellung dieses Lehms nicht ändern.

Unter dem Hemmstein vereinigt sich in ca. 310 Meter M. H. das jetzige Weistrizthal (Schlesierthal) wieder mit dem ehemaligen. Es ist hier ein bemerkenswerther Absatz aus dem 380 Meter-Horizont in den 320 Meter-Horizont des Gebirgsrandes, welcher bis in's Schlesierthal eingreift. Wir werden darauf zurück-

kommen und wollen vorerst das Dittmannsdorfer Thal aus Hor. 440 Meter abwärts verfolgen.

In dieser Höhe tritt die vom Bärengrund-Altwasser-Sattel herabkommende Reussendorfer Mulde an das Thal des Zwickerbaches, welcher Dittmannsdorf durchfließt und abwärts Goldener Bach heisst. Im Winkel endet eine aus 460 in 440 Meter sich herabziehende Hügelreihe, mit dem Bach auf der NW.-Seite, einer fortlaufenden Lättmulde auf der SO.-Seite; letztere ist der Boden eines ehemaligen, höheren, jetzt vom Bach verlassenem Thalarmes. Die einstmalige Insel ist besonders auf der Thalseite mit steinigem, umgelagertem Geschiebelehm 3 bis 4 Meter dick bezogen, welcher stellenweise an Grundmoräne erinnert (eine Klippe auf der linken Thalseite, am Abweg nach Schuckmannsschacht etwa 0,4 Kilometer thalaufwärts, hat undeutliche Rundhöckerform). Von dieser Bifurkation $\frac{1}{2}$ Kilometer thalabwärts beginnt eine zweite mitten in Dittmannsdorf, dessen Häuser theils unten im neuen Thal liegen, theils entlang dem alten Thalweg; die Chaussee verläuft zwischen beiden auf dem Inselrücken. Die Bifurkation senkt sich auf fast Kilometer Länge aus 425 in 405 Meter, und da die Sattelhöhe des alten Thalbodens 425—430 Meter erreicht, so ist der neue Thalweg 20 Meter tief eingeschnitten, und zwar mit steilem, klippig-rüfigem Südgehänge in sehr zerrüttetem, faulem Gneiss.

Der alte (nördlichere) breite, flache Thalboden bildet die Basis einer nordwärts ansteigenden Ausmuldung im Dittmannsdorfer Plateau, welche in weitem Bogen vom Höhenrücken Hochgiersdorf, Juliansdorf, Krausendorf umrandet wird, worauf die neue Chaussee verläuft. Auf flach gerundeten Anschwellungen überragen hier und da steinskärähnliche Blockanhäufungen das flache Becken, besonders im Horizont 440—460 Meter.

Die zahlreichen Lehmgruben in diesem alten Thalboden zeigen Lätt, welcher abwärts in 2—3 Meter tief aufgeschlossenen, weiss-gelb-blau geflammtten, rauhen, griesig-steinigen Gehängelehm übergeht. Die meisten Steine sind aus der Nachbarschaft, z. B. Cordieritgneiss, oft gerundet und von grösserem Kaliber; Diluvialgerölle sind klein, nordische selten. Oberhalb 430 Meter

erscheint an den Hügelnrändern anstatt dieses Thalschwemmgebildes lehmig-steiniger Grundsclutt, welcher ebensowohl prae- als post-diluvial sein kann.

Auf der langgestreckten Insel zwischen beiden Thalläufen liegen entlang einem älteren Weg Diluvialgerölle, welche kein altes Strassenschottermaterial zu sein scheinen. Die mit steinigem Gehängelehm dünn überzogenen Klippen scheinen fleckenweise gescheuert, und an einer Stelle, dicht an der Chaussee, sind sie geschrammt.

Thalabwärts bis zum Weg nach Schindelhengst sind am linken Thalgehänge mehrorts kleine Ablagerungen von Diluvialgeröllen aus dem Waldenburger Kohlengebirge entblösst, an letzter Stelle 390 Meter ü. M. undeutlich geschichtet. Auch am Anschnitt der neuen Strasse wurden solche am Südfuss des Tschorn in 380 Meter M. H. blossgelegt, von wo sie bis zur Profilstufe in ca. 405 Meter reichen dürften. In dem jetzt sehr verwaschenen und verrollten Anschnitt lag auf Gneissgrundsclutt (I) 2 bis 3 Meter Geschiebelehm (? III), d. h. in griesigen Lehm gepackte abgestossene interne Gneisssteine, spärliche Eklogitbrocken, und zahlreiche Diluvialgeschiebe, Quarz- und Kieselschiefergerölle aus dem Steinkohlengebirge, Waldenburger Porphyrr, tertiärer Quarzit, nordische Granitgerölle, von welchen ein Paar kubikfussgrosse noch an der Chaussee liegen. Auf diesem Geschiebelehm soll nasser rutschiger »Lätt« gelegen haben, darüber $\frac{1}{2}$ bis 1 Meter Gneissgehängeschutt. An einem benachbarten Klippvorsprung und auf der jenseitigen Thalseite gewahrt man handgrosse Scheuerflächen.

Ausser diesem südlichen Arm des Thales bestand noch ein zweiter, nördlich um den Tschorn herum, als das Diluvialmeer den Horizont 410—415 Meter erreichte; die deutlichsten Strandmale sind die fast horizontal, $\frac{1}{2}$ Kilometer weit südwärts von Tschorn ausgestreckte Bergzunge und ein gleichhoher flacher Sund, welcher den Spittelberg in ca. 410 Meter M. H. vom Hospitalwalde abtrennt; auf dem Spittelberg bemerkt man Strandklippen in 425 Meter M. H., auf der Südseite des Sundes einzelne Diluvialgerölle. An den Steilgehängen des Goldenen Baches

zwischen Tschorn und Fabichberg (Schlosslehne) sind etwaige Strandsäume durch Haldenschutt verwischt; nördlich und westlich vom Tschorn erscheinen sie auf dem gegenüberliegenden Thalgehänge, theilweise ausgeflacht. Ein flacher Sattel in 405 bis 410 Meter M. H., am Weg von Dittmannsdorf nach Schindelhengst, ist der höchste Punkt des alten Wasserlaufes Nord um den Tschorn herum; hier liegt horizontal geschichteter Gneiss-Sand und -Gries ohne fremde Diluvialgerölle unter 1—1½ Meter Gneissgehängeschutt; abwärts wird der Thalboden breit, flach und torfig, bis er östlich vom Tschorn sehr verengert beim Goldenen Steg sich mit dem jetzigen wieder vereint. Eine deutliche Terrasse an der Ostseite dieses Thalhalses¹⁾ in 370 Meter M. H. deutet auf eine einstmalige Thalsperre beim Goldenen Steg.

Von hier thalabwärts sind die Lehnen des Goldenenbachthales mit tiefem Gehängelehm bezogen, besonders am Auslauf des Hochgiersdorfer Thales und bei der Goldenen Waldmühle, wo nordische Granitgerölle häufiger werden. Sie mögen mit dem Lehm theilweise umgelagert, vielleicht auch schon abgelagert sein, als bei einem Meeresstand \geq 410 Meter nordische Drift noch in den Weistritzfjord dringen konnte.

Einige Strandsäume bei der Waldmühle liegen 380, 360, 340 Meter ü. M., auf der anderen Thalseite abwärts: 450, 420, 380, 360, 350 Meter. Hier erreicht die Thalsohle des Goldenenbaches den 320 Meter-Horizont, welchen wir beim Hemmstein verlassen hatten. Eine oft unterbrochene Thalterrasse folgt ihm aus dem Schlesierthal abwärts, bald auf dem rechten Ufer, bald auf dem linken, bis zu Schanz' Villa in Oberweistritz; die Terrassenstufen greifen in die bei Oberweistritz einkommenden Seitenthälchen und werden stellenweise breite Flächen; einzeln zerstreute Diluvialgerölle sind ziemlich allgemein. Wenig mächtiger, umgelagerter Lehm (IV/III) zeigt sich auf der Terrassenfläche schon Breitenhayn gegenüber; mächtigere Ablagerungen

¹⁾ In demselben scheint ehemals Goldwäscherei betrieben worden zu sein. Ein alter Aufschlaggraben und drei jetzt vertorfte Teiche dienten später anderen Zwecken.

finden sich NW. vom Forsthaus, beim Kirchhof, namentlich aber hinter dem Schloss von Oberweistriz.

Aus im Detail etwas variirenden Einzelprofilen der dasigen Lehmgruben lässt sich folgendes schematisches Profil zusammenziehen:

- | | | | | |
|--|-----------|---|--|--------|
| | 1,5 Meter | » | Gehänge-Lehm und -Schutt; roh, ockerigsaudig. (Fehlt mitunter.) | IV |
| | 1—2,5 | » | Löss; weiss, gelb, porös; abwärts un- deutlich geschichtet und in dünn- streifigen, weissen, sandigen Thon übergehend. Knochen, nach Angabe eines Arbeiters in der vorderen Lehm- grube gefunden. | IV/III |
| | > 2 | » | Geschiebelehm; gelb, sandig, mit Thonschmitzen und spärlichen Ge- schieben (meist Gneiss, seltener Por- phyr, Quarz, Nordländer). Am Abhang, wo der Lehm ausstreicht, sind die Geschiebe häufiger, wohl durch Liegenbleiben. | III |
| | 0,3 | » | Sand, ockerstreifig, mit Thonschmitzen. | |
| | > 2 | » | Grus und Kies, lehmig und mit Thon- schmitzen. Neben Gneisssteinen reich- liche Diluvialgeschiebe: Quarz, Kiesel- schiefer, tertiärer Quarzit, Kiesel- conglomerat, kopf- bis kubikfuss- grosse Nordländer. | |

Die zahlreichen Gerölle der untersten Schicht dürften grössten- theils direkt abgelagert sein, also III/II. Viele derselben, auf der Lehmfläche NW. vom Forsthaus und hinter den Höfen am Weg zum Pfaffenberg, scheinen erst aus dem Lehm aus- gespült.

Bei den Oberweistritzer Lehmablagerungen fällt vor Allem deren dicke Lössdecke auf, welche vom Gebirge auswärts zu- nimmt, wie schon ein Vergleich der Profile von Niedertann-

hausen thalabwärts ergibt. Auf der Ebene vor dem Gebirgsrand nimmt Löss weitere Flächen ein; doch erhält selbst lehmigkiesiger Boden durch lange Bearbeitung und ständiges Auslesen der Steine an der äussersten Oberfläche ein lössähnliches Aussehen, und ohne tiefere Aufschlüsse sind daselbst Irrthümer leicht möglich. Ich komme hier nochmals auf den tiefen Gehängelehm der Waldmühle zurück, welcher in alle Bachthäler NO. von da eingreift. Er ist lössartig in seiner Grundmasse, weniger mit Steinen und Diluvialgeröllen gespickt als gewöhnlicher Gehängelehm, in welchen er aufwärts übergeht. Seine obere Grenze folgt im grossen Ganzen der Thalsenkung, so dass er z. B. am Latschenbach, N. vom Rabenstein, 370 Meter erreicht, oberhalb der Latschenbrücke aber 430 Meter; an manchen Gehängen fehlt er ganz, an anderen greift er in kleinen Seitenmulden deltaförmig aufwärts. Ich glaube, dass er auf Boden zusammengespült ist, welcher dichter mit Geschiebelehm bezogen war, als das Gebirgsinnere. Andere, im Vorgehenden erwähnte Lössablagerungen mögen aber eine ähnliche Entstehung haben wie der Lätt der Jetztzeit: es sind zarte, durch Regenwasser zwischen weiter spriessendes Gras gespülte Staubpartikel, welche vorher durch Wind vom gröberen weggeblasen und über die Gehänge vertheilt waren. Ich glaube nicht, dass VON RICHTHOFEN'S Lössstheorie irgendwie an Bedeutung verliert, wenn einzelne lössähnliche Gebilde auch die Mitwirkung des Wassers erkennen lassen; denn die Bedeutung dieser Theorie liegt im Heranziehen eines neuen geologischen Agens, welches wirksam gewesen sein muss, so lange es auf Erden trockenen Boden und Winde gab.

Rand der Ebene.

Am Rand des Gebirges gegen die Ebene zieht sich westlich von Burkersdorf ein dreieckiger Diluvialzipfel (Gerölle, Kies Sand) zu Δ 430,3 Meter, d. i. 120 Meter über die hier durch einen niederen Steilrand markirte Grenzlinie der Diluvialebene. Dies ist ein übrig gebliebener Fetzen der ehemaligen Diluvialdecke des Gebirges. Vor der Weistritzmündung breitet sich ein nur $\frac{9}{1000}$ geböschtes Delta von Gebirgsdiluvium, abgelagert, als das Meer

noch in das Weistrizthal eingriff. Im Delta verblieb eine $\frac{3}{4}$ Kilometer breite, etwa 5 Meter tiefe Stromrinne, in deren Boden erst nach Rückzug des Meeres die jetzige, alluviale Thalinne 100—120 Meter breit gerissen wurde. Hier kann man Proben von allem Material des Gebirgsdiluviums sammeln, und bemerkt zunächst, einen wie untergeordneten Antheil an der ganzen Masse nichtgebirgische Geschiebe nehmen. Aber auch hinsichtlich der gebirgischen darf man sich nicht irre führen lassen. Gneissgerölle sind zwar ganz vorherrschend, aber nicht solche vom leicht verwitternden, feinkörnig-schuppigen Gneiss, sondern die vom widerstandsfähigen, grobkörnig-breitflaserigen; fast aller Kohlendstein ist zu Sand zermahlen, so dass aus dem Kohlengebirge Porphyre überwiegen; Amphibolit- und Gabbrogerölle sind nicht selten, denn ein jeder Stein dieser Gebirgsarten, welcher im Gebirge seinen Weg antrat, konnte ihn auch zurücklegen, ohne ganz zu Staub zerrieben zu werden. Bei der Musterung einer Kiesgrube entgehen einem die seltenen Vorkommnisse: Phyllit, Tertiärsandstein, Devonconglomerat, Nordländer, Feuerstein und dergl. viel weniger, als charakteristische Exemplare der allergewöhnlichsten; und ich glaube, dass eine Sammlung von Geschieben in der Regel am meisten von dem enthält, was in der Kiesgrube am seltensten ist.

Schwächere Wasserläufe als die Weistriz legten vor ihrer Mündung anstatt grösserer Flachdelta's steilere Schuttkegel ab, z. B. das Ludwigsdorfer Wasser, dessen Schuttkegel gleichfalls von einem breiten Diluvialkanal mit unbedeutender Alluvialrinne in seinem Boden durchschnitten ist. Der nördlich von der Rinne vom Schuttkegel verbliebene Kretschamberg zeigt deutlichen Schuttkegelbau: die Kies- und Sandschichten fallen dem Kegelmantel gleichsinnig unter ca. 40° gegen die Ebene ab und biegen nahe der ebenen Oberfläche des Hügelkopfs horizontal um, entsprechend dem Bau unter stehendem Wasser abgelagerter Schuttkegel, z. B. dem der Arve bei Genf. Auf der Südseite der Rinne ist der Kegel weiter ausgedehnt und flacher; in einer Sandgrube daselbst liegt feinst, z. Th. lehmbindiger, lössartiger Formsand zwischen Kies- und Sandschichten, welche auf die

auffälligste Weise, mitunter rückläufig, gekrümmt und verschlungen sind — offenbar durch Wirbelströme.

Zwischen Weistritz- und Ludwigsdorfer Wasser tritt noch der Kohlbach aus den Bergen in die Ebene. Er ist und war zu wasserarm, um sich in seinen Schuttkegel merklich einzugraben, und fließt jetzt noch auf dessen Rücken. Der Kohlbachschuttkegel besteht an der Oberfläche aus zartem Sandlöss. (Jahrb. d. Geol. Landesanstalt für 1886, S. 315.)

Interne Thalterrassen (Fortsetzung).

Kehren wir nochmals in die inneren Gebirgsthäler zurück, um auf die internen, von Meeresthätigkeit unabhängigen Diluvialerscheinungen einen Blick zu werfen, so fallen uns auch in den Seitenthälern Terrassen in das Auge, wie solche vom Weistritz- und Dittmannsdorfer Thal bereits erwähnt wurden. Sie coincidiren streckenweise mit einzelnen der vielen, übereinander liegenden Strandsäume, schleppen sich mit solchen, folgen aber im Ganzen dem Thalgefälle, wenn auch mit geringerer Neigung als die jetzigen Thalwege. Aus einer Zusammenstellung im Jahrbuch der Kgl. Geol. Landesanstalt 1883, S. 545 ergibt sich z. B.:

Weistritzthal, Niederwüstegiersdorf-Hausdorf; Gefälle des Thalweges 0,013, Gefälle der Terrassenlinie 0,008;

Lehmwaterthal, westliche Blattgrenze Mitteltannhausen; Gefälle des Thalweges 0,020, Gefälle der Terrassenlinie 0,016;

Jauerniger Grund, südliche Blattgrenze Hausdorf; Gefälle des Thalweges 0,040, Gefälle der Terrassenlinie 0,026;

Eulenvasserthal, Wüstewaltersdorf-Hausdorf; Gefälle des Thalweges 0,028, Gefälle der Terrassenlinie 0,020;

Dittmannsdorfer Thal, Dom. Reussendorf-Tschorn; Gefälle des Thalweges 0,021, Gefälle der Terrassenlinie 0,015.

Aufstauungen, welche solch' geringeres Gefälle veranlassen konnten, haben wir sowohl im Dittmannsdorfer als Weistritzthal kennen gelernt.

Ausser den hier erwähnten sieht man noch deutliche Thalterrassenfragmente im Unterdorf von Heinrichau und Mühl-

bach, beim Gut Michelsdorf, im unteren Schlesiethal, Ludwigsdorfer und Leutmannsdorfer Thal. Zwischen einzelnen Fragmenten sind die Terrassen aber oft kilometerweit unterbrochen, ausgeflächt, mit Halden überstürzt, an klippigen Gehängen wohl nie vorhanden gewesen; ein materieller Unterschied der Bodenbeschaffenheit über und unter den Terrassenlinien ist in der Regel nicht wahrzunehmen. Sie sind mit Gehängelehm (IV) überzogen, welcher abwärts gewöhnlich in Grundscht übergeht; nur in einzelnen Entblössungen findet man in Sand-Kies- und Geröllebänken, über dem jetzigen Thalboden aber im Bereich der Thalt errassenmasse interne Diluvialgeschiebe, welche zwar dem Thalsystem angehören, aber nicht dem Querprofil des Aufschlusspunktes. So liegt bei Charlottenbrunn (Jahrbuch 1883, S. 542) 445—450 Meter ü. M., ca. 30 Meter über dem jetzigen Bachbett auf 14° geneigter Unterlage von losem Kohlen-sandsteingrundscht in nahezu horizontalen, thalwärts convergirenden und zusammenlaufenden Schichten: rother, fast geschiebefreier Sand mit Porphyrbrockchen; rother geschiebereicher Sand, fingerartig in's Liegende eingreifend; gelber Sand mit lehmigen Zwischenlagen; darüber von oben abgeschwemmter Kohlen-sandsteinscht. Ausser rother Farbe, Lagerungsweise, Lehmschmitzen fällt hier vor allem die Fremdartigkeit der Geschiebe auf: Porphyry, versteinertes Holz, Quarzconglomerat, Culmgrauwacke, blutrother Quarz mit weissen Adern, Prasem, Carneol, grünliche Schiefer, hälleflintähnlicher Felsit, weissglimmeriger Gneiss und Anderes, was der Umgebung von Charlottenbrunn und besonders dem Thalquerprofil über der Sandgrube fremd ist. Besondere Aufmerksamkeit verdienen Gerölle aus dem Carbonconglomerat mit rauhen Eindrücken¹⁾, wie man sie an Geschieben der Alpenmuhren so häufig sieht, und welche darauf hinweisen, dass zu Ende der Diluvialzeit auch hier muhrenartige Schuttströme sich durch die Thäler wälzten.

Aehnliche, wenn auch im einzelnen stets etwas eigenthümliche Ablagerungen kommen in allen den genannten Thälern mit Terrassen vor, um so häufiger, je weiter thalwärts; es gesellen sich

¹⁾ Es liegt keine Verwechslung mit den bekannten gequetschten Geröllen des Carbonconglomerats vor.

auch nordische Geschiebe hinzu, welche nach vielfacher Umlagerung hier Ruhe fanden. In Thälern, welche das Culmgebiet durchschneiden, z. B. Eulengewasser-, Michelsdorfer-, Leutmannsdorfer-, Ludwigsdorfer Thal erhalten diese Ablagerungen durch die vorherrschenden Culmgerölle ein besonderes, oft recht zweifelhaftes Gepräge.

In den weitaus meisten Fällen ist aber das Material der Thalterrassen Gneisschutt von den benachbarten Gehängen, und die diluvialen Schuttkegel und Schutthalden, welche solchen unmittelbar zuführten, unterscheiden sich mehr durch Grösse und Lage, als materiell von den heutigen; ihr Alter lässt sich am besten nach ihrem Eingreifen in die Thalterrassen beurtheilen.

Ausser durch Schuttströme und Haldensturz gelangte und gelangt wohl noch Gebirgsmaterial aber auch durch langsames allmähliches Abwärtsschreiten, selbst auf wenig geneigten Berggehängen in die Thäler, durch Vorgänge, welche auch die sogenannten »Wandersteine« bewegen. Ich vermag mir nicht wohl anders zu erklären, wie z. B. bei Heinrichau Gabbroblöcke auf nur 0,09 geneigtem Gehänge $\frac{3}{4}$ Kilometer weit in's Thal gelangten, als auf dem gleitenden Schutt, welcher gleichzeitig die Schichtenköpfe des faulen zerrütteten Gneisses in seiner Bewegungsrichtung umlegte.

Gebirgsgletscher.

Solche Umstauchungen der Schichtenköpfe kommen häufig vor; wollte man sie Gletschern zuschreiben, so müssten sich solche fächerartig von fast jedem Hügelkopf ausgebreitet haben. In einer Baugrube von GROCKSCH's neuer Fabrik zu Wüstewaltersdorf, hart am Thalrande, sah man 1883, wie sich alter Bachschutt (über der jetzigen Hochfluthlinie) zwischen die in Stromrichtung umgelegten zerscherbten Gneisschichten geschoben und letztere stückweise mit fortgeschleift hatte. Hier liegen Ursache und Wirkung so unmittelbar vor Augen, dass von Missdeutung keine Rede sein kann.

Dasselbe gilt von Wasserscheuerspuren in jetzigen Wasserläufen (Weistritz unter Kynsburg, Schlesierthal, Oberweistritz, Goldener Bach gegenüber Tschorn), welche im

Ganzen aber weniger häufig und charakteristisch sind, als man in einem Gebirge mit so vielen Bachthälern erwarten könnte. Unbedeutende Scheuerspuren an Klippwänden oberhalb der jetzigen Thalsohle (Weistrizthal in Mitteltannhausen, am Rabenstein, Wäldchenbachthal nahe Erlenbusch, Goldbachthal und Dittmannsdorfer Thal an den schon bemerkten Punkten) deuten in Zusammenhang mit den wundgedrückten Geröllen von Charlottenbrunn auf Muhrenschutt, welcher sich das Thal entlang wälzte. Nach meiner Auffassung der Gletscherbewegung ist zwischen solchem und Gletschergrundschutt kein gar grosser Unterschied.

Gleitharnische, oft mit den schärfsten Riefen kommen namentlich im Porphy (Reimsbachthal) und auf Fibrolithgneiss häufiger vor, so dass kleinere isolirt freigelegte Flächen mit Gletscherschliffen verwechselt werden könnten, wie die umgekehrte Verwechslung ja sogar L. VON BUCH passirt ist. Durch Witterung abgerundete Kohlensandsteinbänke ähneln mitunter Rundhöckern, tragen sogar Riefen in Folge ungleich rascher Verwitterung entlang Schicht- und Kluffflächen und in der Zwischenmasse. Im Steinbruch nahe dem Beinertschacht bei Charlottenbrunn wurden 1883 solche Flächen abgedeckt, die man in's Museum hätte schicken können. Endlich könnten Radschrammen, welche auf frisch abgespülten, steilen, steinigen Wegen ungemein häufig zum Vorschein kommen, manchmal wohl für Gletscherschrammen gehalten werden, besonders wenn sie auf längst verwachsenen und vergessenen Waldwegen zufällig wieder abgedeckt werden. Ein Probestück aus der Umgegend von Heinrichau habe ich einmal der Deutschen geologischen Gesellschaft vorgelegt.

Diese Pseudoglacialphänomene konnten nicht dazu veranlassen, im Eulengebirge oder Waldenburger Gebirge Gletscher vorauszusetzen, welche an der Umlagerung des Gebirgsdiluviums theilgenommen hätten. Im Herbst 1887 fand ich aber in Dittmannsdorf, am oberen Kopf der S. 96 beschriebenen Bifurkationsinsel, in 425 Meter M. H., hart an der Chaussee auf gescheuerter Klippfläche 2 Schrammen, die ich für Gletscher-

schrannen halte. Sie sind dem Thallauf entsprechend N. 53 O. gerichtet, und da die Stossseite des Höckers SW. (thalaufwärts) gewendet ist, so kann nur an eine Gletscherbewegung aus SW. in NO., d. h. thalabwärts gedacht werden.

Der Gletscher kann nach der gegebenen Thalfiguration nur von der Ochsenkopfgruppe (Lange Berg 690, Ochsenkopf 776,6, Kandersberg 773,5) aus etwa 700 Meter Sattelhöhe herabgekommen sein, entlang dem Zwickerbachthal und seinem Reussendorfer Seitenthälchen; den Sattel in 486 Meter M. H. hat er nicht berührt, woraus erklärlich wird, dass die dasigen blätterigen Thonablagerungen intakt geblieben sind. Mit Rücksicht auf diesen Gletscher wurden weiter oben die Diluvialgerölleablagerungen des Dittmannsdorfer Thals etwas ausführlicher beschrieben und darauf hingewiesen, dass einige derselben auch Gletscher- oder Untereismuhren-Bildungen sein könnten. Rand- oder Stirnmoränen fehlen aber, und irgend welchen bemerkenswerthen Einfluss auf die Gestaltung des Gebirgsdiluviums hat dieser Gletscher nicht ausgeübt. Dasselbe gilt von anderen, deren Existenz aus diesem einen geschlossen werden muss, da ja im Eulengebirge über 1090 Meter hohe Berge vorkommen. Sammelte sich in der Ochsenkopfgruppe der Zwickerbachgletscher, so muss beispielsweise aus derselben gleichzeitig ein Lehmwassergletscher geflossen sein, welcher mit Verstärkungen aus dem Nessel- und Drechslergrund vielleicht das Weistritzthal erreichte und an der Bildung der S. 102 beschriebenen Gerölleablagerung bei Charlottenbrunn beteiligt war; Moränen hat er aber auch nicht hinterlassen. Die Gegend am Fuss der Hohen Eule, zwischen Zedlitzheide und Wüstewaltersdorf, erinnert noch am meisten an »Moränenlandschaft«.

Die Entfaltung von Gebirgsgletschern mag mit dem Aufsteigen der Berge aus dem Diluvialmeer Schritt gehalten haben; die Gletscher erreichten vielleicht den Strand und trugen zu Umlagerung der Meeresdiluvialablagerungen ebenso mit bei, als Schutführende Wildbäche auch ohne Eisdecke gethan haben würden.

Aus paläometeorologischem Gesichtspunkt sind sie interessanter, als aus geologischem. Aus den Meereshöhen und

Jahrestemperaturen von Niederwüstegiersdorf, Eichberg, Schneekoppe, Friedland, welche Herr Dr. HELLMANN die Güte gehabt hat, mir mitzutheilen, ergibt sich als mittlere Lufttemperatur bei Waldenburg, aber in 700 Meter M. H., $5,0^{\circ}$; und dieser entspricht nach einer S. 16 Anm. mitgetheilten Gotthardformel, die Bodentemperatur $6,9^{\circ}$. War die Ochsenkopffgruppe noch vergletschert, als sie bereits 700 Meter M. H. besass, so sollte nahe ihren Gipfeln eine Bodentemperatur von ca. 0° oder Lufttemperatur von ca. $-6,5^{\circ}$ geherrscht haben; daher Temperatursteigerung seit jener Zeit $ca. 5 + 6,5 = 11,5^{\circ}$. War die Gruppe dagegen schon vergletschert, als sie nur 250 Meter über das Diluvialmeer herausragte, dessen Strandsaum im jetzigen 550—560 Meter-Horizont lag, so herrschte an den Ochsenkopfbbergen gleichfalls die Bodentemperatur 0° und die Lufttemperatur $-6,5^{\circ}$, an ihrem Fuss (im damaligen Meereshorizont) aber die Lufttemperatur $-5,1^{\circ}$, während die gegenwärtige Temperatur daselbst, auf Meereshorizont reducirt, $8,9^{\circ}$ beträgt; daher Temperaturzunahme seit jener Zeit $5,1 + 8,9 = 14,0^{\circ}$. Ich möchte glauben, dass die Temperaturänderung nach jeder dieser Berechnungsweisen zu hoch gefunden ist, und führe nur vergleichsweise an, dass die Lufttemperatur am Gotthard seit Ende der Gletscherzeit ca. 5° gestiegen scheint. (Geol. Beob. im Tessinthal, S. 126.)

Einen mächtigeren Einfluss auf die Vergletscherung der deutschen Mittelgebirge als herabgesetzte Lufttemperatur, übten wohl die damit verknüpften reichlicheren Niederschläge, welche auch schon die insuläre Lage bedingte. Diese Niederschläge numerisch abzuschätzen, fehlt jetzt jeder Anhaltspunkt; doch ist anzunehmen, dass bei fast ununterbrochenem Schueefall eine Art Gletscherbildung auch noch auf Boden stattfinden kann, welcher merklich wärmer ist als 0° , wodurch die Voraussetzung der hier berechneten Temperaturänderungen entbehrlich werden würde. Unwahrscheinlich kommt es mir vor, dass in der Abkühlung der Erdkruste zu Ende der Pliocänzeit ein Sprung eingetreten sei, nämlich rasche Abnahme der Bodenoberflächentemperatur, welcher dann zu Ende der Eiszeit wieder Zunahme gefolgt wäre. Oert-

liche und zeitliche Schwankungen der Lufttemperatur lassen sich noch eher erklären, und als Folge derselben veränderte Niederschläge, resp. Abkühlung des Bodens auf 0⁰ durch Schnee und Eis.

VIII. Schematische Gliederung des Eulengebirgischen Gebirgsdiluviums.

I. Grundschnitt; in situ oder von Fließwässern (Gletschern?) oberflächlich verschwemmt und umgelagert. Sturzblock- und Trümmerhalden (Hausdorf, Sect. Rudolphswaldau). Alte Schuttkegel und Muhren (NW.-Fuss der Hohen Eule). Glimmersand nach verwittertem Gneiss, z. Th. noch in situ zwischen weniger verwitterten Gneissbänken (Ostfuss des Wolfesberges, Judendreh). Rauher steiniger Gneisslehm ohne Diluvialgeschiebe (S. v. Hahn 660 Meter; Dorfbach 600 Meter). — Diese Gebilde können oberhalb des Diluvialmeerhorizontes entstanden sein oder vor Einsenkung des Gebirges unter den Meeresspiegel; oder sie entstanden und entstehen noch auch an Stellen, wo die Diluvialablagerungen wieder weggeführt wurden. (Es giebt also ebensowohl ante- als postdiluvialen Grundschnitt.)

II. Meeresdiluvium, aus der Zeit, da skandinavische Gletscher im Diluvialmeer kalbten, aus welchem das Eulengebirge über dem jetzigen 560 Meter-Horizont hervorragte.

1) Strandbildungen. Strandsäume (allgemein); Strandklippen (z. B. Haubenstein, Geierstein, Breitestein, »Felsblock«, Schwarze Berg u. a. — alle in ca. 560 ± Meter); Findlinge, von gestrandetem Eis abgesetzt (Heinrichau-Leutmannsdorf 520 Meter, Heinrichau-Wüstewaldersdorf 620 Meter?); Strandlehm (Heidelberg 560 Meter); Strandbänke, aus theils gebirgischem, theils maritimem, von den Meeresfluthen geschichtetem Material (Hexenstein-Hausdorf, 555 Meter).

2) Bodenablagerungen. Ausser Findlingen und Geschieben, welche das Eis vom Horiz. 560 Meter bis in die

Ebene hinab abbürdete, bevor es strandete: Blätteriger Thon, sandig am Liegenden, Hangenden und in Strandnähe; am Hangenden öfters verworren, mit Geoden, Yoldienkernen (?), spärlichen internen, tertiären, nordischen Geschieben, Lignitbrocken, Bernstein (Reussendorf 486, Seitendorf 425, Niedertannhausen 410, Kynau 380 Meter).

III. Meeresdiluvium und Gebirgsschutt ungelagert und vermischt, während Rückzuges des Diluvialmeeres und der skandinavischen Gletscher (Vorschub der Gebirgsgletscher?) und später. Die Strandablagerungen II. 1) beginnen schon diese Reihe. Strandsäume und Strandklippen in tieferen Horizonten (allgemein); Scheuerspuren an Thalwänden (Weistritz, Goldener Bach); Gletscherschrammen (Dittmannsdorf); Geschiebe mit rauhen Eindrücken (Charlottenbrunn); Umgestauchte Schichtenköpfe (Heinrichau, Wüsterwaldersdorf, Schenkendorf-Klinke u. a.); Findlinge und heimische Klippblöcke, am ursprünglichen Absatzort liegen geblieben oder verzerrt; Trümmerhalden, Schuttkegel, Muhren. Hauptgebilde: Geschiebelehm, dessen Thongehalt theils dem blätterigen Thon II. 2) theils verwittertem Gebirgsgrundschutt entstammt, während die eingepackten Steine überwiegend aus dem benachbarten Gebirge herrühren; tertiäre und nordische Geschiebe aus II, woher auch vereinzelt Lignit- und Bernsteinvorkommnisse. (Plateau Hochgiersdorf-Seitendorf 460 bis 480 Meter, diluvialer Thalboden der Weistritz bei Wüstergiersdorf 470, Obertannhausen 460, Niedertannhausen 410, Kynau 380, Oberweistritz 320; dto. des Zwicker-Goldenenbachs bei Reussendorf 486, Dittmannsdorf 420 Meter.) Sand-, Kies- und Gerölle-Ablagerungen, worin Steine aus der Nachbarschaft gegen tertiäre und nordische Geschiebe gleichfalls überwiegen, namentlich in den höheren Thalverzweigungen; theils chaotisch, theils geschichtet. (SW. von Leutmannsdorf 440, Charlottenbrunn 435, Mährlestein 380, Kynau 370, Seitendorf 445, Dittmannsdorf-Tschorn 450—430 Meter.)

III/IV. Ein rother Strich (Lehm, Sand oder Kies) markirt öfters die elastische, wenn nicht willkürliche, obere Grenze der

Diluvialablagerungen gegen das Altalluvium, welches durch neue Thalwege (Weistritz bei Niedertannhausen, Mährlestein, Kynau; Zwickerbach-Goldbach in Reussendorf, Dittmannsdorf am Tschorn), Thaltterrassen (häufig in allen Bachthälern), Erosionsmulden, Wasserscheuerspuren topographisch; durch lössartige Ablagerungen (Säugethierknochen (?) in Umgegend von Oberweistritz) materiell charakterisirt ist. Halden-, Schuttkegel-, Muhren- und andere Gehängeumlagerungen greifen aus dem Diluvium in's Alluvium hinüber. Alter Torf (Lehmwasser).

IV. Alluvium. Gehängelehm, aus Material von I—III vielleicht wiederholt umgelagert, weshalb tertiäre und nordische Geschiebe auch nicht ausgeschlossen sind. Trümmer- und Blockhalden, Schuttkegel. Ueberschwemmungsschutt der Thalböden. Fluss- und Bachablagerungen, als Gerölle, Kies, Sand, Aulehm. Von Regen zusammengespülter Lätt, oft mit torfiger Decke und Eisenokerabsätzen. Eigentliche Torflager selten und ohne Belang (Seifenwald, Neudörfel). Raseneisenstein, Kalktuff, Wiesenkalk u. dgl. sind dem schlesischen Alluvium nicht fremd, in Sect. Charlottenbrunn aber nicht bemerkt.
