



**Цифрова колекція наукової бібліотеки Державного
природознавчого музею НАНУ**

**Digital collection of the scientific library of the
State Museum of Natural History
of the National Academy of Sciences of Ukraine**

Pfaff Friedrich Gletscher der Alpen, ihre Bewegung und Wirkung / von
Friedrich Pfaff. – Heidelberg: Carl Winters Universitätsbuchhandlung,
1886. – 82 S.

Download a copy of the book from the site:

<https://libsmnh.com.ua>

Permanent link to the book page:

https://libsmnh.com.ua/books/pfaff_friedrich/gletscher_der_alpen/

Biblioteka Muzeum im. Dzieduszyckich
we Lwowie.

Sz. 14. c. N^o 131

A-1430

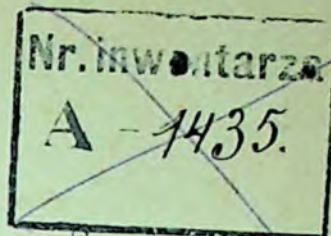


2344



1/2.

Die



Gletscher der Alpen,

ihre Bewegung und Wirkung.

Von

Dr. Friedrich Pfaff,
Professor in Erlangen.



Alle Rechte vorbehalten.



Die Gletscher der Alpen, ihre Bewegung und Wirkung.

Unter der Fülle fremdartiger Erscheinungen, welche dem Bewohner des Tieflandes auf jedem Schritte entgegentreten, wenn er in das Alpengebirge eindringt, ist nach dem Urtheile aller, die sich darüber aussprechen, keine, welche in gleichem Grade die Aufmerksamkeit auf sich zieht, wie die Gletscher. Sie bilden in der That „die wunderbarste Erscheinung und den hervorragendsten Charakter des Alpengebirges“, wie es Albert Mousson bezeichnet, für den einfachen Reisenden, den die Großartigkeit des Gebirges zu demselben hinzieht, und ebenso den würdigsten Gegenstand für das Interesse und die Beobachtung des Naturforschers nach Gassiz. Wie sehr der letztere mit diesem Falle Recht habe, läßt sich durch die literarische Statistik nachweisen. Von dem großen Werke von Dollfuß-Auffet in 9 Bänden: *Matériaux pour l'étude des glaciers* enthält der ganze I. Teil in 3 Bänden nur die Aufzählung sämtlicher Schriften und Aufsätze, die sich mit den Gletschern befassen, und er würde jetzt ein starkes Heft als Nachtrag, das seitdem darüber Veröffentlichte enthaltend, liefern können. Trotzdem ist noch vieles an dieser Naturerscheinung rätselhaft und Gegenstand wissenschaftlichen Streites und so

dürfte es wohl für manchen Alpenfreund nicht unerwünscht sein, einen kurzen Überblick über den gegenwärtigen Stand der Gletscherkunde wenigstens in ihren Hauptfragen zu erhalten.

Betrachten wir eine etwas größere gute topographische Karte unseres Alpengebirges, auf der die in demselben auch im Sommer bleibend vorhandenen Schnee- und Eismassen angedeutet sind, so sieht man sofort, was auch ein flüchtiger Blick von einem der bekannteren als Übersichtspunkte und Aussichtspunkte dienenden Vorberge erkennen läßt, daß die höchsten Höhen mit einer gleichmäßig ausgebreiteten Schneedecke versehen sind, aus der aber überall einzelne dunkle Spitzen und Zacken hervorragen, die zu steil sind, als daß sich der Schnee darauf halten könnte. Die außerordentlich stark ausgeprägte Zerteilung unserer Alpen in einzelne näher verbundene und von anderen benachbarten durch größere Zwischenräume etwas weiter getrennte Massen oder Gebirgsstöcke bringt es mit sich, daß auch dieser lange Schneeteppich in viele einzelne Fetzen zerrissen ist. Die größte zusammenhängende Schneemasse findet sich zwischen der Gemmi und dem St. Gotthard, sie ist nach einigen 7,5, nach anderen selbst 10 geographische Quadratmeilen groß. Nach von Sonklars Messungen ist die Schnee- und Eisbedeckung in der Ötthaler Gruppe 7,39 geographische Quadratmeilen, in der Stubai 3,09, in den Tauern, aber nicht in einer zusammenhängenden Masse, im ganzen 7,5 geographische Quadratmeilen groß. Nach den Schätzungen von v. Schlagintweit beträgt sie im ganzen Alpengebirge etwa 35—60 geographische Quadratmeilen, nach Heim 3000—4000 Quadratkilometer, d. i. 54—72 Quadratmeilen. Nach den eben angegebenen Zahlen scheint die größere Zahl die richtigere. Die eigentlichen Schneemassen endigen nach unten in einer von ferne horizontal erscheinenden Linie, der sog. Schneelinie, die übrigens je nach der Größe und Lage der darüber sich erhebenden Schneefelder in den verschiedenen

Teilen des Gebirges zwischen 2600 m am Nordabhalle und 3100 m am Südabhang schwankt.

Von dieser Schneedecke aus erstrecken sich nun bis zu einer Höhe von etwas über 1000 m in die Thäler des Gebirges hinab schmale oft ziemlich lange Eisbänder, die Gletscher. Wandern wir eines der großen Längsthäler des Alpengebirges hinauf, etwa das Rhonethal vom Genfersee an, so sehen wir, daß sich rechts und links in die hohen Gebirgsmauern, welche dieses Thal einschließen, Seitenthäler, sog. Querthäler hinein erstrecken, aus deren oberem Teil uns fast in jedem ein solcher Eisstrom entgegenblinkt. Ein meist sehr kurzer, aber steiler Weg neben, oder wo er uns keinen Platz läßt, hoch über einem starken, schäumenden, trüben Bache bringt uns bald an das untere Ende desselben. Je nach der Form des Thales ist dieselbe von ziemlich bedeutender Breite, wie z. B. am Oberaargletscher, der nahe seinem Ende noch 1200 m breit ist, oder auch sehr spitz zulaufend, wie an dem längsten aller Alpengletscher, dem in der Massajchlucht nur $4\frac{1}{2}$ km von der Rhone entfernt endenden Aletschgletscher, dessen Gestalt die folgende Figur veranschaulichen kann. Bei den meisten Gletschern findet sich vor dem Ende ein oft sehr mächtiger Wall von allen möglichen Felsblöcken in sehr verschiedener Größe aufgehäuft, die sog. End- oder Stirnmoräne. Können wir an das untere Ende hintreten, wobei es übrigens rätlich ist, nicht zu nahe hinzugehen, und warten einige Zeit, so werden wir gewöhnlich auch Gelegenheit haben zu sehen, wie diese Moräne entsteht. Über den meist sehr steilen Abhang des Gletscherendes rollen nämlich immer wieder kleinere oder größere Steine herab und legen sich zu den früher herabgefallenen, den Wall vergrößernd.

Wir betreten nun seitwärts, das Ende umgehend, von den Wänden des Thales aus an einer dazu günstigen Stelle den Gletscher selbst. Bei diesem Umgehen des steilen unersteiglichen

Eisabhanges gewinnen wir meist einen guten Überblick über den Gletscher, der sich wie ein mächtiger durch die Kälte erstarrter Strom bis zu den höchsten Zinnen des Gebirges hinaufzieht, stellenweise furchtbar zerklüftet und zerrissen erscheint, dazwischen aber wieder eben wie eine breite Heerstraße mit geringer Neigung ansteigt. Was uns außerdem noch auffällt, das sind die von ferne wie schwarze parallele Linien erscheinenden, ebenfalls meist wallartig sich erhebenden Erhöhungen seiner Oberfläche, die ebenfalls der ganzen Länge nach bis zu dem Fuße der höchsten Felswände sich verfolgen lassen und auch nur aus Anhäufungen von kleineren und größeren Felsstrümmern bestehen, die sog. Mittelmoränen. Meistens sind auch die Ränder des Gletschers stark mit Gesteinsstücken versehen, so daß wir namentlich an Stellen, wo die Verwitterung viele Massen löst, die Grenze zwischen dem Eisstrom und seinem Ufer nicht immer sicher bestimmen können. Diese Einfassung von Felsstrümmern, deren Entstehung auf den ersten Blick klar ist, hat man als Seitenmoräne bezeichnet. Gehen wir nun rasch, ohne uns bei den Moränen, den Spalten und den anderen interessanten und auffallenden Erscheinungen, wie Gletschertischen, Gletschermühlen und dergl., aufzuhalten, immer weiter aufwärts, so kommen wir zu einer meist plötzlich sich auftuenden muldenförmigen Erweiterung des Thales, häufig so regelmäßig oval gestaltet, daß sie häufig allgemein als Zirkus bezeichnet. Es wiederholt sich diese Form meistens auch an den einzelnen Armen oder Abtheilungen eines Gletschers wieder, wie es aus der Figur 1 und ebenso deutlich aus der Figur 2 Seite 20 hervorgeht, welche in demselben Maßstabe den größten Gletscher des Mont Blancs, die Mer de Glace, darstellt. An jedem der drei Teile desselben, dem Glacier de Talèfre, Leschaux und du Géant, bilden die jene Mulde einschließenden Rämme ein ziemlich regelmäßiges Oval.

Mit dem Eintritt in diese Mulden verschwindet nun auch

das Eis und wir finden eine eigentümliche grobkörnige Masse, ein Mittelding zwischen Eis und Schnee, den Firn. Nach ihm

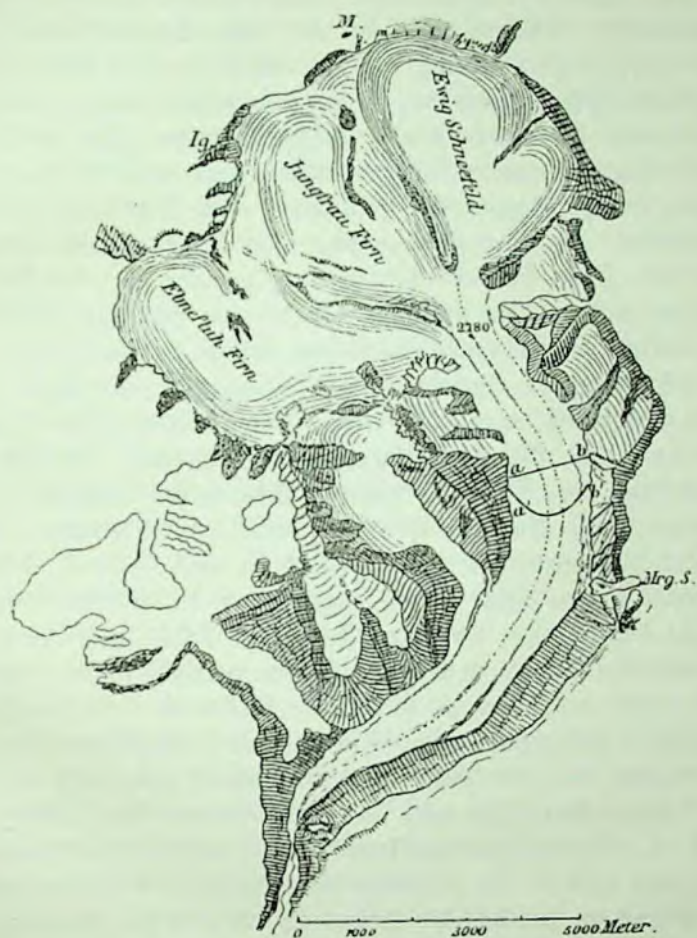


Fig. 1.

bezeichnet man auch häufig jene Thalerweiterung als Firnmulde. Er geht nach oben hin in den feinen eigentlichen Hochgebirgsschnee

über. Der Firn entsteht aus dem Schnee durch ein oberflächliches Schmelzen des ersteren und darauf folgendes Gefrieren. Indem das gebildete Schmelzwasser in die lockere Schneemasse einsickert, bildet es um jedes Schneekörnchen eine kleine Wasserhülle, welche in der Nacht zu Eis wird. Da sich dieser Prozeß stets von neuem wiederholt, vergrößern sich die tieferen Körnchen immer mehr und mehr. An schattigen Nordabhängen und in Wäldern kann man auch bei uns sehr häufig im Frühjahr die Entstehung von Firn aus Schnee beobachten. Die Grenzlinie zwischen dem eisigen Gletscherstrom und dem Firne hat keine bestimmte Höhenlage, wie man früher glaubte, und wechselt selbst an einem und demselben Gletscher im Verlauf verschiedener Jahre um 200 m und darüber.

Auf unserer flüchtigen Wanderung von der Tiefe zur Höhe bietet sich uns aber noch gleichsam von selbst die Erklärung einer charakteristischen Erscheinung dar, nämlich die Entstehung der Mittelmoränen. Wir sehen nämlich ohne weiteres, daß dieselben stets erst an einer bestimmten Stelle plötzlich auftreten, oberhalb welcher sie auch einfache Seitenmoränen bilden. Ihre spätere Lage auf der Mitte des Gletschers ergibt sich aus der Lage der Felswand, welche das Material zu denselben lieferte, wie uns dies sehr deutlich Figur 1 und 2 auch zeigen, auf denen die punktierten Linien die Hauptmoränen anzeigen. Betrachten wir diese zusammenhängenden, langen Blocklinien, so wird uns auch ohne weiteres klar, daß sie allmählich von der Höhe nach dem Gletscherende sich hinbewegen müssen, und eine genauere Untersuchung der Stirnmoräne zeigt uns, daß auch in ihr alle diejenigen Gesteine sich finden, welche bis hinauf zu den höchsten Höhen am obersten Gletscheranfang sich neben ihm finden, daß sie also von dort oben nach unten hin gewandert sein müssen. Das kann nun in doppelter Weise geschehen sein. Entweder nämlich sind alle diese Gesteinstrümmen über den Firn und über das Eis hin nach abwärts gerutscht,

oder sie sind mit dem Firn und mit dem Eise allmählich zur Tiefe gestiegen. Und so drängt sich uns zunächst durch die deutliche Wanderung der Blöcke die Frage auf: Bewegt sich die Firn- und Eismasse abwärts und schleift die Blöcke mit sich fort oder liegt dieselbe ruhig eingeklemmt in dem Thale? Bei einer nur flüchtigen Wanderung über einen Gletscher läßt sich diese Frage nicht entscheiden, wir werden weder einer Bewegung der Blöcke noch des Eises gewahr und werden daraus sofort den Schluß ziehen, daß diese Bewegung eine sehr geringe und nur durch sehr genaue Beobachtung zu ermittelnde sein muß.

Auch abgesehen von manchen allerdings nur nach längeren Perioden wahrnehmbaren Veränderungen in der Lage des Gletscherendes, welche eine Bewegung des ganzen Gletschers anzunehmen zwangen, hatte man sehr bald durch einfache Beobachtungen erkannt, daß sich in der That jeder Gletscher unaufhörlich vorwärts bewege und man hat schon, ehe irgend welche Beobachtungen über das Maß der Bewegung angestellt waren, vor 120 Jahren Theorien über die Ursachen derselben aufgestellt, auf die wir noch später zurückkommen werden. Eben der Streit über diese Theorien nötigte schließlich genauere Beobachtungen anzustellen und zunächst die Frage zu erledigen: Wie bewegt sich der Gletscher?

Gugi war der erste, der direkte Beobachtungen über das Maß der Fortbewegung des Gletscherstromes anstellte, und das Abwärtsgehen einer 1827 auf dem Aargletscher von ihm errichteten Hütte bis 1830 um 100 m bestimmte. In den Jahren zwischen 1830 und 50 begannen nun Agassiz auf dem Aargletscher, Forbes auf der Mer de Glace, die Gebrüder v. Schlagintweit auf der Pasterze, eine länger fortgesetzte Reihe von Beobachtungen, namentlich die des ersteren erstreckten sich über einen Zeitraum von 5 Jahren. In den fünfziger Jahren hat dann Tyndall ähnliche, wenn auch kürzer dauernde Be-

obachtungen noch an verschiedenen anderen Gletschern angestellt. Das Verfahren war bei allen nahezu dasselbe. Eine Reihe von Pfählen wird quer über den ganzen Gletscher in einer geraden Linie fest im Eise aufgestellt und dann mit einem auf dem Ufer unverrückt stehenden oder jedenfalls wieder genau an derselben Stelle und in derselben Richtung aufgestellten Fernrohre die Verrückungen der Pfähle aus ihrer ursprünglichen Stellung gemessen. Statt der Pfähle hat man wohl auch Felsblöcke, welche auf dem Gletscher liegen, mit Zeichen versehen und deren Fortrücken bestimmt.

Wir wollen nur einige Beispiele solcher Beobachtungsreihen hier mittheilen. An einer Stelle des großen Margletschers hatte Agassiz 19 Pfähle aufgestellt, 12 vom linken Ufer bis zur Mitte, 7 vom rechten bis eben dahin. Es ergaben nun die vom 21. Juli bis 16. August fortgesetzten Beobachtungen als mittlere tägliche Bewegung der Pfähle für diesen Zeitraum folgende Zahlen in Millimetern:

linkes Ufer (1 steht dem Ufer am nächsten):

Pfahl	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Bewegung	63	103	127	145	167	178	199	197	206	208	221	226 mm.

rechtes Ufer:

Pfahl	1	2	3	4	5	6	7
Bewegung	85	125	168	206	193	201	225 mm.

Erheblich rascher erfolgt die Bewegung der Mer de Glace, für die Tyndall nahe dem Montavert im Juli folgende Zahlen fand. Die Pfähle sind hier fortlaufend vom östlichen Ufer (1) bis zum westlichen Ufer (11) gezählt.

Pfahl	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Bewegung	508	584	736	761	862	741	634	634	634	457	228 mm.

Es sind das die stärksten bis jetzt in den Alpen beobachteten Bewegungen eines Gletschers.

Betrachten wir diese Zahlenreihen etwas näher, so lassen sie uns eine eigenthümliche für die Theorie der Gletscher-

bewegung nicht unwichtige Gesetzmäßigkeit erkennen. Dieselbe läßt sich kurz in den Satz zusammenfassen:

1. Der Gletscher bewegt sich an seinem Rande langsamer als in der Mitte, die Geschwindigkeit der Bewegung nimmt vom Rande nach der Mitte hin zu.

Wenn wir uns nun ein ganz richtiges Bild von der Bewegung eines Gletschers auch nur an seiner Oberfläche machen wollen, so müssen wir eine etwas größere Anzahl solcher Querlinien gleichzeitig in Beziehung auf ihr Fortrücken untersuchen. Agassiz, Forbes und Tyndall haben solche Beobachtungsreihen mitgeteilt und es ergibt sich daraus, daß zwar das unter 1. aufgeführte Gesetz der Bewegung sich überall finde, daß aber

2. die verschiedenen Querschnitte eines Gletschers eine verschiedene Geschwindigkeit besitzen.

Nach den bis jetzt vorliegenden Beobachtungen scheint es, daß je nach den verschiedenen Neigungen der Gletscher und nach dem Wechsel des Enger- oder Weiterwerdens die Schnelligkeit wachse, an einem Gletscher nahe der Firnmulde stärker, aber auch schwächer sein kann als weiter unten, kurz, daß in dieser Beziehung jeder Gletscher seine individuellen Eigentümlichkeiten besitze. So zeigt z. B. der Margletscher nach Agassiz nahe von der Mitte der Länge aus nach dem unteren Ende hin eine Abnahme der Geschwindigkeit, während die Mer de Glace nach unten hin eine wachsende Schnelligkeit erkennen läßt, nahe dem unteren Ende bei Montavert die größte Schnelligkeit besitzt.

Noch eine weitere Eigentümlichkeit der Bewegung hat Tyndall nachgewiesen, nämlich:

3. bei gekrümmten Ufern bewegt sich der konvexe Gletscher- rand rascher als der konkave und der Punkt der stärksten Bewegung bei einem Querschnitte durch eine solche Stelle fällt nicht genau in die Mitte desselben, sondern näher an den konvexen Rand. Die in ihrem Verlaufe eine ziemlich starke

zweimalige Krümmung zeigende Mer de Glace ließ dies an 3 verschiedenen Querschnitten sehr deutlich erkennen.

Die sämtlichen unter 1, 2, 3 aufgeführten Gesetze finden sich nun, was das Verhältnis der Geschwindigkeit an den verschiedenen Stellen betrifft, genau in derselben Weise an allen unseren Flüssen wieder. So lag es nun nahe, noch eine weitere Eigentümlichkeit der Bewegung des strömenden Wassers auch an den Gletschern zu vermuten und zu suchen, nämlich die, daß sich die Geschwindigkeit der Bewegung von der Oberfläche nach der Tiefe zu verringert. Selbstverständlich ist es nicht oft möglich, die Bewegung des Eises in verschiedenen Tiefen zu beobachten, eben nur dann, wenn zufällig ein solcher Querschnitt durch die Natur bloßgelegt wird, an Abstürzen oder in weiten Spalten. Ziemlich gleichzeitig haben Forbes an der Mer de Glace, Dollfuß und Martins am Grünberggletscher 1846 die Abnahme der Schnelligkeit mit der Tiefe konstatieren können. Später glückte es Tyndall an einer 150 Fuß hohen Wand des Glacier du Géant einen Stab nahe der Oberfläche und dann einen zweiten 115 Fuß tief und einen dritten 139 Fuß unter der Oberfläche zu befestigen. Nach 24 Stunden zeigte der oberste Stab eine Fortbewegung von 6 Zoll, der mittlere von $4\frac{1}{2}$, der tiefste von $2\frac{2}{3}$ Zoll. Eine Eigentümlichkeit hinsichtlich ihrer Bewegung bieten jedoch die Gletscher dar, welche wir bei den Flüssen nicht finden, das ist nämlich der sehr bedeutende Einfluß, den die Jahreszeiten auf dieselben ausüben.

Bis jetzt haben wir nur von zwei Gletschern das ganze Jahr umfassende genauere Beobachtungen, die von Forbes an der Mer de Glace angestellten vom 2. Oktober 1844 bis 21. November 1845, und die von Agassiz an zwei Querlinien des Aargletschers vorgenommenen von Juli 1845 bis Juli 1846. Die neben den Beobachtungszeiten stehenden Zahlen geben die mittlere tägliche Bewegung für den voranstehenden Zeitraum in Millimetern an.

Mer de Glace (Mitte) 1000 m vom Ende.

2. Oktober	bis	14. Oktober	. . .	812,8
14. "	"	2. November	. . .	706,1
2. November	"	19. "	. . .	614,6
19. "	"	4. Dezember	. . .	299,7
4. Dezember	"	7. Januar	. . .	292,7*
7. Januar	"	18. Februar	. . .	355,6
18. Februar	"	18. März	. . .	431,8
18. März	"	17. April	. . .	429,3
17. April	"	17. Mai	. . .	571,5
17. Mai	"	31. "	. . .	939,8
31. "	"	19. Juni	. . .	975,2
19. Juni	"	4. Juli	. . .	1074,5
4. Juli	"	18. "	. . .	1323,3
18. "	"	6. August	. . .	1244,6
6. August	"	8. Oktober	. . .	906,8
8. Oktober	"	8. November	. . .	924,5
8. November	"	21. "	. . .	764,5.

Das Maximum der Bewegung (jetzt gedruckt) fiel hier auf die erste Hälfte des Juli, das Minimum (mit einem *) auf die Zeit vom 4. Dezember bis 7. Januar; das erstere war ziemlich genau $4\frac{1}{2}$ mal größer als das Minimum.

Für die beiden Stationen des Margletschers erhielt Agassiz für die Mitte der 6800 m vom Ende entfernten Station „Hotel“ ähnliche Werte:

21. Juli	bis	16. August	. . .	222,6
16. August	"	6. September	. . .	198,0
6. September	"	12. "	. . .	266,6
12. "	"	24. "	. . .	211,6
24. "	"	23. Oktober	. . .	193,8
23. Oktober	"	19. Dezember	. . .	153,3
19. Dezember	"	11. Januar	. . .	132,6*

11. Januar	bis 19. Januar	. . .	256,2
19. "	" 17. Februar	. . .	279,3
17. Februar	" 3. März	. . .	330,7
3. März	" 17. März	. . .	204,0
17. "	" 17. April	. . .	282,7
17. April	" 30. Mai	. . .	374,4
30. Mai	" 13. Juni	. . .	342,8
13. Juni	" 22. "	. . .	330,0
22. "	" 6. Juli	. . .	222,2
6. Juli	" 18. "	. . .	162,5.

Hier fiel das Maximum in den Mai, das Minimum in die Zeit vom 19. Dezember bis 11. Januar. Das Maximum war nicht ganz dreimal größer als das Minimum. Ein Unterschied in der Bewegung des Gletschers bei Tag und bei Nacht läßt sich bis jetzt mit Sicherheit nicht konstatieren.

Alle die bis jetzt angeführten Thatfachen wurden durch Beobachtungen ermittelt, welche immer nur einen etwas größeren Betrag der Bewegung nach einem oder mehreren Tagen nachwiesen. Betrachtet man diese Zahlen etwas näher, so sieht man sofort, wie gering die Beträge sind, um welche sich ein Gletscher selbst in seiner Mitte, wo er sich doch am raschesten vorwärts schiebt, bewegt. Berechnen wir die Bewegung für eine Stunde, so ergiebt uns das Maximum der Bewegung der Mer de Glace 54 mm, das Minimum 12 mm. An dem Margletscher beträgt das Maximum nur 15 mm pro Stunde, das Minimum nur $5\frac{1}{2}$ mm. Als Jahresmittel können wir daher für die Mitte der größeren Gletscher 80 bis 100 m annehmen. Unter letzterer Annahme würde eine Linie a b (Figur 1) nach 10 Jahren an die Stelle a' b' gelangt sein, bis an das Ende 90 Jahre brauchen. Gegen den Rand hin sinkt die Bewegung noch weit unter diese Größe herunter. Vergleichen wir diese Zahlen mit Bewegungsgrößen, die uns aus täglicher Anschauung bekannt sind, so bietet sich am einfachsten dazu die schon von

Heim zum Vergleiche gewählte Bewegung eines Uhrenzeigers dar. An einer Uhr, deren Zifferblatt 57 mm Durchmesser hätte, würde die Spitze des Stundenzeigers genau die Schnelligkeit von 15 mm in der Stunde haben, sich also ebenso schnell bewegen wie die Mitte des Margletschers in der Zeit, in welcher er das Maximum seiner Geschwindigkeit erreicht. Wir führen dies hier deswegen an, weil man eben daraus am besten entnehmen kann, einmal wie außerordentlich gering die Bewegungen der Gletscher sind, und dann hauptsächlich darum, zu zeigen, mit welchen außerordentlichen Schwierigkeiten es verbunden ist, wenn man die für manche Fragen der Gletscherkunde so wichtigen genaueren, d. h. für eine noch kürzere Zeit die Bewegung angehenden Beobachtungen aufstellen will. Man denke sich einmal eine Taschenuhr auch nur 200 m entfernt von einem Fernrohre aufgestellt und nun soll man mit demselben das Fortrücken des Stundenzeigers genau beobachten, für kleine Zeitabschnitte, in denen die Bewegung, die ja bei den Gletschern für ein und dieselbe Stelle sehr veränderlich ist, oft kaum einen mm beträgt, so gering erscheint, daß sie nicht größer als die Dicke des Fadens im Okulare des Fernrohres sich darstellt. Auch bei der größten Vorsicht des Beobachters können die jeder Beobachtung anhaftenden Fehler, wie sie z. B. die geringste Veränderung im Stande des Fernrohres oder die geringste Verschiebung oder Neigung des Stabes mit der Skala im Gise erzeugen müssen, die Beobachtung höchst unsicher machen. Gerade von solchen, so zu sagen anhaltend die Bewegung aufzeichnenden Beobachtungen haben wir aber erst so wenige Reihen, daß wir aus ihnen noch keine sicheren Resultate ableiten können. Doch glauben wir sie hier kurz erwähnen zu sollen. Solche feinere Beobachtungen, wie ich sie am Mletschgletscher, später an der Pasterze, Klocke am Morteratschgletscher anstellte, haben nämlich gezeigt, daß sich der Gletscher zuweilen auch etwas rückwärts zu bewegen scheint, ebenso daß

ein und dieselbe Stelle nicht nur in fast horizontaler Richtung gegen das Ende zu sich bewegt, sondern auch in vertikaler Richtung bald sich etwas zu senken, bald wieder sich zu heben scheint, ähnlich dem Anschwellen und wieder Zurücksinken einer Wasserwelle. Selbstverständlich werden derartige geringe Abnormitäten der Bewegung bald wieder durch die große allgemeine Verrückung thalabwärts wieder ausgeglichen und verwischt. Theoretisch sind sie, wie wir später sehen werden, nicht unerklärlich, aber bei der noch so geringen Zahl solcher Beobachtungen wäre es ein müßiges Unternehmen, darüber in weitläufige Erörterungen einzugehen, ob diese Unregelmäßigkeiten der Bewegung wirklich vorhanden sind, oder ob sie nur Fehler der Beobachtung anzeigen. Den sicheren Beweis für die eine oder die andere Ansicht wird eben erst die Zukunft durch zahlreichere und sichere Beobachtungsreihen bringen.

Sicher läßt sich jedoch noch eines an der Bewegung konstatieren, was für die Theorie der Gletscherbewegung von großem Interesse ist, daß nämlich dieselbe ununterbrochen vor sich gehe. Stellt man nämlich ganz nahe dem Rande des Gletschers ein festes Stativ auf demselben auf, von dem ein in eine Nadelspitze endigender Arm ausgeht, und stellt vor dieselbe auf dem Ufer statt eines Fernrohres ein Mikroskop, so kann man mit demselben wenigstens die Bewegung des Gletscherrandes unter dem Mikroskope betrachten und sich so deutlich überzeugen, daß dieselbe stetig, sicher nicht ruckweise erfolge. Zu solchen Beobachtungen eignen sich allerdings nur solche Stellen, wo das Eis durch eine Spalte vom felsigen Ufer getrennt, nicht von Spalten durchzogen ist und keine Randmoräne besitzt. Durch einen am Stativ auf dem Eise angebrachten Senkel kann man sich leicht vergewissern, daß derselbe sich nicht nach irgend einer Seite geneigt habe und daß die Vorwärtsbewegung der Nadelspitze in der That von der Bewegung des Eises abhängt, da ein allenfälliges genau senkrechttes geringes Ein-

sinken des Statives in das Eis, das uns das Pendel nicht anzeigen würde, auf das Vorrücken der Nadelspitze ohne Einfluß ist.

Wir sehen also: auch in diesem Punkte, in der Art und Weise, wie die Bewegung vor sich geht, in der Stetigkeit stimmt der Gletscher wiederum mit einem Strome überein. Wir können daher kurz als das Resultat aller Beobachtungen über Gletscherbewegung den Satz hinstellen: die sämtlichen Gesetze der Bewegung des fließenden Wassers gelten auch für die Bewegung des Gletschers.

Nur ganz flüchtig wollen wir auch die Bewegungen des oberen Teiles der Gletscher, des Firnes, erwähnen, von denen ebenfalls nur sehr spärliche Angaben uns vorliegen. Von den schon weniger steil geneigten Firnmulden liegt nur eine von mir 45 Stunden im Juli fortgesetzte Beobachtungsreihe zweier Punkte einer Firnmulde des Mletschgletschers vor, welche bei einer Neigung von 9° für die Mitte als mittlere tägliche Bewegung 555 mm vorwärts und 44 mm in senkrechter Richtung abwärts ergab, für einen näher dem Rande gelegenen Punkt 221 mm vorwärts und 19 mm abwärts. Auch hier zeigt sich deutlich das Gesetz, daß sich die Mitte rascher bewegt als der Rand. Die Bewegung ist auffallend stark und es müssen auch hier erst zahlreiche Untersuchungsreihen angestellt werden, ehe man irgend welche allgemeinen Schlüsse mit Sicherheit ziehen kann.

Wir haben in dem Vorhergehenden nun das Tatsächliche über die Bewegung der Gletscher der Hauptsache nach mitgeteilt. Bevor wir uns aber der Frage nach der Ursache und der Wirkung dieser Bewegung zuwenden, müssen wir noch etwas näher die bewegte Masse hinsichtlich ihres Volumens, ihrer Dimensionen und ihrer Lage ins Auge fassen, soweit dies nicht schon teilweise im Vorhergehenden erwähnt wurde.

Wie bei der Bewegung uns zunächst nur die Oberfläche

ein Objekt der Beobachtung bildet, so können wir auch zunächst nur die Gestalt und Ausdehnung der Oberfläche des Gletschers mit Sicherheit bestimmen. Eine jede in größerem Maßstab angefertigte topographische Karte läßt uns für jeden Gletscher dies ermitteln. Wir haben zahlreiche derartige Messungen, deren wichtigste Resultate wir in folgender Tabelle kurz zusammenstellen wollen. Wir bemerken zu derselben noch folgendes:

Da die Ausdehnung der Gletscher eine etwas veränderliche ist, im gegenwärtigen Augenblicke die meisten Gletscher der Alpen sich etwas zurückziehen und auch in ihrer Dicke verlieren, so haben die angegebenen Größen zunächst nur für die Zeit Geltung, in welcher eben die der Karte zu Grunde liegende Vermessung des Gletschers vorgenommen wurde. Doch ist bei dem sehr geringen Rückzuge des meist sehr schmalen Gletscherandes, während die großen Firnmulden keine Veränderung ihres Flächeninhaltes erleiden, der Betrag der Verminderung der Flächenausdehnung des ganzen Gletschers — Firn und Eisstrom oder Stamm zusammen — ein verhältnismäßig sehr geringer.

Schwieriger ist es schon, die beiden sich wesentlich verschieden verhaltenden Teile, Firn und Stamm, ihrer Flächenausdehnung nach von einander zu scheiden, eben weil, wie wir schon erwähnten die Firnlinie, d. h. die untere Grenze des Firns, welche ihr von dem Stamme, dem Eisstrom (nicht selten, auch als Gletscherzunge bezeichnet, obwohl dieser Ausdruck von vieler nur für das untere Ende des eigentlichen Gletschers gebraucht wird) scheidet, keine unveränderliche Lage einhält, sondern je nach den verschiedenen Jahren ebenfalls bald höher bald tiefer liegt; die wesentliche Verschiedenheit dieser beiden Teile liegt außer der Verschiedenheit der oberflächlichen Massen, die sie bilden, Eis und Firn, hauptsächlich darin, daß der ober der Firnlinie liegende Teil derjenige ist, der eigentlich allein den Gletscher erzeugt, während der unter ihr liegende Stamm durch

die Wärme der Zerstörung anheim fällt. Die Firnlinie bezeichnet nämlich die Linie, auf welcher der Zuwachs an Schnee in der kälteren Jahreszeit gerade völlig durch die Sonnenwärme aufgezehrt wird, sozusagen Einnahmen und Ausgaben des Gletschers sich das Gleichgewicht halten. Ober der Firnlinie fällt mehr Schnee, als im Sommer wegschmilzt, unter derselben wird der durch die Bewegung thalabwärts geführte Überschuß aus der Firnregion bis zum Gletscherende völlig aufgezehrt. Man hat daher auch den ober der Firnlinie liegenden Teil des Gesamtgletschers als Ernährungsgebiet, den unteren als Auflösungs- oder Ablationsgebiet bezeichnet. Insofern ist die Unsicherheit, welche durch die Veränderlichkeit der Firnlinie herbeigeführt wird, wenn es sich darum handelt, das Verhältnis ihres Flächeninhaltes zu bestimmen, keine sehr erhebliche, als eben auch die Firnlinie meistens auf den schon engeren oberen Teil des Stammes zu liegen kommt, so daß eine Verschiebung derselben selbst um 1000 m abwärts doch noch keinen bedeutenden Einfluß auf das Verhältnis des Ernährungsgebietes zum Ablationsgebiete ausübt. Wie hinsichtlich des Flächeninhaltes des ganzen Gletschers, so ist auch und zwar aus demselben Grunde eine kleine Unsicherheit hinsichtlich der ganzen Länge eines Gletschers herrschend. Man giebt als Länge diejenige Linie an, welche vom unteren Gletscherende an in der Mittellinie des Eisstromes und ebenso durch die Mitte derjenigen Firnmulde gezogen wird, deren höchster Punkt die weiteste Entfernung vom Gletscherende hat. Bei dem Aletschgletscher ist dieses ein Punkt des westlichen Ebnefluhfirn, bei der Mer de Glace ein Punkt des Glacier du Géant in der Gegend des Mt. Blanc du Tacul der folgenden, die Mer de Glace mit ihren einzelnen Teilen darstellenden Figur 2.

Wie wir auch für unsere Flüsse, selbst die europäischen noch sehr verschiedene Angaben über den Flächeninhalt ihres

Quellgebietes und ihrer Länge finden, so wird auch für die Gletscher das von Verschiedenen vorgenommene Ausmaß etwas verschieden angegeben. Es ist das leicht zu begreifen, da das

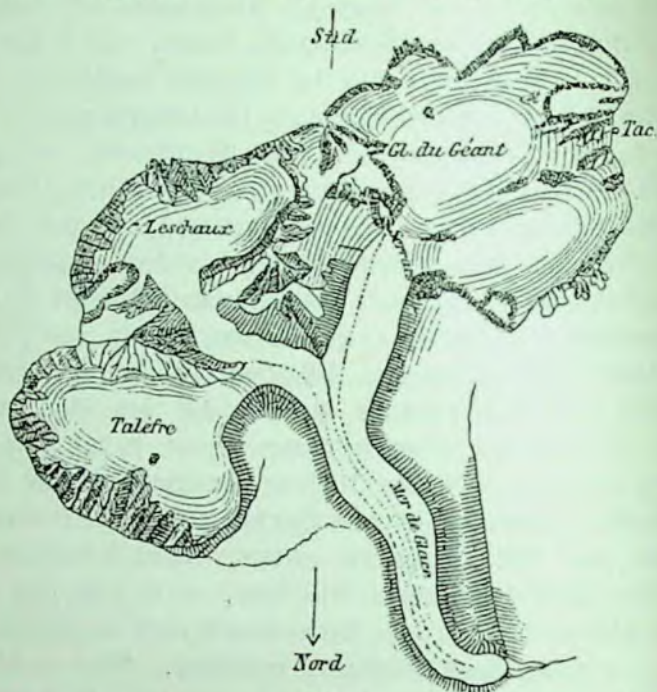


Fig. 2.

Ausmaß auf Karten, und nur solche können wir ja benützen namentlich für den Flächeninhalt auch bei wiederholten Messungen stets etwas verschiedene Resultate geben wird. Die im folgenden gegebenen Zahlen sind größtenteils von mir selbst bestimmt sie weichen hie und da von den von Heim gefundenen etwas ab, die aus den Österreichischen Alpen sind von v. Sonklar, einige von Heim entlehnt und mit s und * in der Tabelle bezeichnet. Die erste Tabelle enthält alle diejenigen Gletscher, deren Gesamtlänge mehr als 1 geographische Meile oder mehr als 4700 m beträgt, der Länge nach geordnet.

1. Aletsch	26000	18. Hintereis	9180s
2. Unt. Ar	16700*	19. Tschingel	9100
3. Gorner	15000*	20. Trélatète	9000
4. Biescher	15000*	21. Zmutt	9000
5. Mer de Glace	14400	22. Breney	8900
6. Unt. Grindelwald	11400	23. Murzöfl	8823s
7. Rhone	11350	24. Zinal	8800
8. Corbassière	11300	25. Forno	8700
9. Gepaatsch	11300s	26. Terpècle	8500
10. Argentières	10400	27. Bosson	8480
11. Pasterze	10270s	28. Arolla	8200
12. Findelen	10200	29. Gauli	8100
13. Otemma	10100	30. Saleinaz	8000
14. Gurgler	9991s	31. Mittelberg	7800s
15. Miage	9840	32. Gries	7700
16. Morteratsch	9600	33. Vernagt	7563s
17. Trift	9500	34. Lötjch	7500

Ordnen wir sie nun auch nach ihrem Flächeninhalte, so sehen wir sofort, daß die Länge eines Gletschers und sein Flächeninhalt in keinem bestimmten Verhältnisse zu einander stehen, wie auch die Höhe der Berge und die Länge kein solches erkennen lassen. Die folgende Tabelle enthält nämlich zunächst den Flächeninhalt der Firnmulde, dann des Stammes, des Gesamtgletschers in Quadratkilometern und für den letzteren auch in Quadratmeilen. Die fünfte Kolonne enthält das Verhältnis des Flächeninhaltes vom Stamme zum Firn.

	Flächeninhalt des			in □ M.	Verhältnis vom Stamm zum Firn
	Firn	Stammes	ganzen Gl.		
1. Aletsch	123,5	27,2	150,7	2,7	1 : 4,5
2. Gorner	57,25	7,7	64,95	1,2	1 : 7,4
3. Mer de Glace	30,23	11,65	41,88	0,8	1 : 2,6
4. Unt. Ar	23,3	11,25	34,55	0,62	1 : 3,0
5. Biescher	28,5	5,00	33,5	0,60	1 : 5,7
6. Pasterze (s)	21,66	6,44	28,1	0,51	1 : 3,44
7. Zmutt*	—	—	27,0	0,5	—
8. Otemma*	22,1	4,6	26,7	0,48	1 : 4,80

	Flächeninhalt des			in □ M.	Verhältnis vom Stamm zum Firn
	Firn	Stammes	ganzen Gl.		
9. Arolla *	20,0	6	26,0	0,46	1 : 3,33
10. Trift *	18,98	6,4	25,38	0,45	1 : 2,95
11. Corbassière *	21,3	3	24,3	0,44	1 : 7,1
12. Morteratsch *	14,83	9,15	23,98	0,43	1 : 1,62
13. Rhone *	18,63	5,07	23,74	0,42	1 : 3,67
14. Gepatsch (s)	17,80	4,80	22,6	0,4	1 : 3,7
15. Hintereis (s)	17,22	4,18	22,4	0,4	1 : 4,3
16. Zinal *	—	—	22,0	0,39	—
17. Mittelberg (s)	16,16	3,62	19,78	0,36	1 : 4,4
18. Gurgler (s)	14,25	5,09	19,36	0,34	1 : 2,9
19. Tschingel	14,50	2,35	16,85	0,30	1 : 6,17
20. Muttzoll (s)	13,60	3,19	16,27	0,29	1 : 4,1
21. Miage	7,136	4,56	11,69	0,21	1 : 1,5

Man sieht aus der letzten Kolonne, wie außerordentlich verschieden sich auch das Verhältnis zeigt, von dem man eigentlich am wenigsten so große Schwankungen erwarten sollte, nämlich das des Flächeninhaltes des Ernährungsgebietes zu dem des Ablationsgebietes. Das Minimum finden wir bei einem der Gletscher des Mt. Blanc, dem Miage mit 1 : 1,5, während es bei dem Gornergletscher und dem Corbassière wie 1 : 7 sich zeigt. Bei näherer Betrachtung verliert sich aber das Befremdliche, was diese Erscheinung auf den ersten Blick hat, denn es ist ja klar, daß unter ganz gleichen Verhältnissen der Temperatur zwei Schnee- oder Eismassen von gleichem Volumen sehr ungleich schnell schmelzen müssen, je nachdem sie eine größere oder kleinere Dicke besitzen, je nachdem sie also der nur von der Oberfläche einwirkenden höheren Temperatur weniger oder mehr Fläche darbieten, wenn sie sich dabei, wie das bei den Gletschern ja der Fall ist, ungleich schnell vorwärts bewegen. Ebenso kommt es ja natürlich nicht nur auf die Ausdehnung des Ernährungsgebietes, sondern vor allem auch auf die Menge des jährlich in demselben sich sammelnden Schnees an, der das längere

oder kürzere Bestehen des Gletschers, sein weiteres oder kürzeres Vordringen in die Thäler und damit die Ausdehnung des Flächeninhaltes des Stammes wesentlich mit bedingt.

Deswegen ist auch die Höhe des unteren Endes des Gletscherstammes bei den verschiedenen oft nahe beisammen liegenden Gletschern eine sehr verschiedene.

Wir wollen auch diese für eine größere Zahl von Gletschern in der folgenden Tabelle zusammenstellen, die uns auch noch das wichtige Verhältniß der mittleren Neigung der Gletscher zu bestimmen gestattet. Unter „mittlerer Neigung“ versteht man den Winkel, welchen eine Linie von dem höchsten Punkte des Gletschers, d. h. des mit ihm eine zusammenhängende Masse bildenden Firnes, nach seinem Endpunkte gezogen, die der Länge des Gletschers gleich ist, mit einer horizontalen Ebene bilden würde. Zu diesem Zwecke sind in der folgenden Tabelle die höchste Höhe jedes Gletschers in der ersten Spalte nach den Namen, dann die Höhe des Endpunktes (Ende), die Differenz zwischen beiden als Fallhöhe aufgeführt. Geordnet sind sie nach den Höhen, von welchen sie herabsteigen. Daraus berechnet sich nach den in der I. Tabelle S. 21 angegebenen Längen das mittlere Neigungsverhältniß, wobei stets die Fallhöhe als 1 angenommen und das Verhältniß der Länge des Gletschers zu ihr durch die letzte Zahl angegeben wird, also angiebt, auf wieviel Einheiten Meter oder sonstige beliebige die Steigung eine solche Einheit beträgt, wobei wir bemerken, daß die größte mittlere Neigung $1 : 1,9$ einem Winkel von 31° entspricht, $1 : 3$ einem Winkel von $18^\circ 26'$, $1 : 4$ einem solchen von 14° und die geringste in unserer Tabelle $1 : 9,5$ einem Winkel von 6° .

Namen	Höhe des		Fallhöhe	mittlere Neigung
	Anfangs	Ende		
Boisson	4810	1099	3701	1 : 2,2
Miage	4810	1700	3110	1 : 3
Gorner	4443	1840	2603	1 : 5,9
Corbassière	4317	1937	2380	1 : 4,7
Mer de Glace	4249	1130	3119	1 : 4,6
Zmutt	4180	2100	2080	1 : 4,5
Aletsch	4105	1353	2752	1 : 9,5
Zinal	4073	1800	2273	1 : 3,9
Viescher	4049	1500	2549	1 : 6
Morteratsch	3999	1908	2091	1 : 4,6
Unt. Ar	3980	1880	2100	1 : 8
Argentière	3800	1330	2470	1 : 4,2
Unt. Grindelwald	3740	1080	2660	1 : 4,3
Otemma	3700	2350	1350	1 : 7,4
Arolla	3700	2019	1681	1 : 4,8
Hintereis	3600	2080	1520	1 : 6
Gepatsch	3340	1800	1540	1 : 7,2
Pasterze	3180	1900	1280	1 : 8

Sehen wir von den am Mont Blanc von sehr bedeutenden Höhen rasch niedersteigenden Gletschern ab, so finden wir, daß auch die mittlere Neigung des ganzen Gletschers, Firn und Stamm, keine sehr bedeutende ist. Nun kommt noch das dazu, daß kein Gletscher wirklich von Anfang bis zum Ende die gleiche Neigung hat, sondern meist bilden die oberen Teile der Firnmulde steile Gehänge und die unteren Teile derselben und der eigentliche Stamm des Gletschers haben eine mäßige Neigung von wenigen Graden, ja streckenweise beträgt sie bei einigen großen Gletschern, wie dem Unteren Ar- und Gornergletscher, nicht einmal einen Grad.

Nur die bisher nicht erwähnten kleineren Gletscher, welche man als Hängegletscher oder Gletscher II. Ordnung den größeren, schlechthin Gletscher genannten gegenüber bezeichnet

hat, zeigen häufig Neigungen bis über 40° . Es sind das die kleinen an steilen Abhängen, in Schluchten und Mulden von geringer Ausdehnung sich bildenden Eismassen, welche nicht in die Thäler herabsteigen, keine eigentlichen Eisströme bilden. Selbstverständlich ist übrigens eine scharfe Grenze zwischen den Gletschern I. Ordnung und den II. Ordnung nicht zu ziehen. Die folgende Figur 3, welche bei gleichem Maßstabe für Länge und Höhe das Profil des Aletschgletschers und Mer de Glace darstellt (beim ersteren bis zur Spitze des Mönchs, beim zweiten bis zum Mont Tacul, wobei die untere horizontale Linie bei beiden eine Höhe von 1000 m über dem Meerespiegel repräsentiert), läßt ohne weiteres die geringe Neigung des Gletschers erkennen.

Allerdings wird uns zunächst nur die Neigung der Oberfläche des Gletschers zu ermitteln möglich sein. Gerade aber die Neigung des Bodens, über welchen sich der Gletscher bewegt, hat für die Theorie der Bewegung großes Interesse, und auch noch dadurch, daß wir die Dicke des Gletschers, die Tiefe des Eisstromes nur dann sicher bestimmen können, wenn wir auch

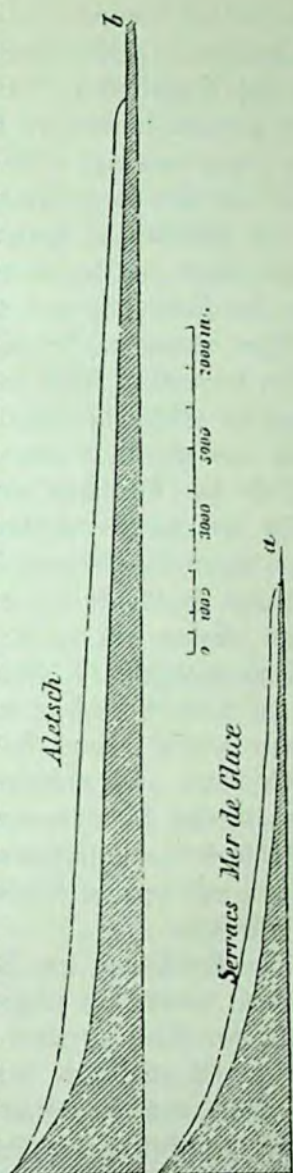


Fig. 3.

die Gestalt des Bodens unter ihm kennen. Direkte Messungen der Dicke hat man an großen Gletschern noch nirgends anstellen können. Auch die gewaltigsten Spalten und Mühlen, wie die tiefen Löcher genannt werden, in welche sich das Schmelzwasser, zu einem Bache vereinigt, nicht selten hinabstürzt, haben noch nie bis auf den Grund zu dringen gestattet. Man ist daher immer noch zu Schätzungen genötigt, theils aus der Tiefe mancher Spalten, theils aus der Gestalt des Thales und den Verhältnissen der Bewegung und Abschmelzung. Bei einem solchen mächtigen Schmelzwasserschachte fand Agassiz auf dem Aargletscher bei 260 m Tiefe noch nicht den Grund und man hat vielfach die Dicke auf 400 m geschätzt. Unsere obigen Figuren können uns zeigen, in wie weit wir aus der Form des Thales die Dicke des Gletschers erschließen können. Wenn wir uns nämlich nach den Beobachtungen an andern eisfreien Thälern in den Alpen die Neigung des Grundes unter dem Gletscher aufzeichnen, so können wir daraus die Dicke des Gletschers berechnen. Setzen wir z. B. die Linien a und b, welche die Thalsole anzeigen, bei Figur 3 unter dem Eise in der Art fort, wie sie auch sonst in den Alpenthälern verläuft, anfangs schwächer geneigt, dann steiler, so werden wir sie schwerlich merklich höher oder niedriger ziehen können, als dies in der Figur geschehen ist, ohne eine sehr wenig wahrscheinliche Form des Thalbodens anzunehmen. Die Dicke des Gletschers läßt sich dann aus dem zu Grunde gelegten Maßstabe der Figur leicht berechnen.

Die Berechnung der Dicke aus der Bewegung und Abschmelzung beruht auf folgenden Voraussetzungen:

Da der Gletscher jedes Jahr unterhalb der Firnlinie, je weiter er sich thalwärts bewegt, immer mehr und mehr an seiner Dicke durch die Abschmelzung der Oberfläche verliert, so läßt sich der Betrag der Verringerung von der Firnlinie bis zum Ende des Gletschers bestimmen, wenn man weiß, 1. wie

viel die jährliche Abtragung beträgt, 2. wie viel Zeit der Gletscher braucht, um von der Firnlinie bis zum Ende zu gelangen.

Aus einer größeren Anzahl von Versuchen an verschiedenen Gletschern hat man nun den Betrag der Bewegung oder Ablation, wie man den Substanzverlust besser bezeichnet, indem nicht nur durch den Schmelzungs- sondern auch durch den Verdunstungsprozeß das Eis sich vermindert, bestimmt und im Mittel zu 2 bis 3 m gefunden. Hat nun ein Gletscher wie z. B. der Untere Nargletscher vom Firn zum Ende eine Länge von 10 km und nehmen wir eine mittlere jährliche Bewegung von 80 m an, so würde die Wanderung eines Blockes z. B. von der Firnlinie bis zum Ende 125 Jahre brauchen und die mittlere Ablation zu 2,5 m gerechnet das Eis 312 m an Dicke verloren haben. Wäre er nun, wie dies bei manchen Gletschern der Fall ist, hart ob dem Endabfall noch 100 m dick, so würden wir an der Firnlinie die Dicke zu $312 + 100$ d. i. 400 m annehmen dürfen. Unsicher wird aber diese Berechnungsart dadurch, daß der Querschnitt des Gletschers ziemlich veränderlich ist, wie ein Blick auf die 2 von uns mitgeteilten Skizzen zeigt, daß weit unter dem Firne oft noch neue Zuflüsse zu dem Gletscher kommen und die Plastizität des Eises, von der wir weiter unten noch eingehender zu sprechen haben werden, bei der sehr ungleichen Geschwindigkeit der Bewegung von Mitte und Rand auf die Oberflächengestaltung des Gletschers und die Wirkung der Ablation wohl nicht ohne Einfluß sein kann. Mit Sicherheit können wir daher die Dicke eines Gletschers nicht angeben daher man etwa 200—400 m gewöhnlich als das Wahrscheinlichste betrachtet. Eines können wir jedoch als ziemlich sicher hinstellen, nämlich das, daß eben infolge der Ablation die Neigung des Gletscherbodens, also der Thalsohle, auf der er sich bewegt, eine geringere sein muß als die der Gletscheroberfläche, eben weil der Gletscher nach unten zu an Dicke abnimmt, sich keilförmig zuspitzt.

Nachdem wir in dem Vorhergehenden die Frage: wie bewegt sich der Gletscher, welche Massen bewegen sich und unter welchen Umständen bewegen sie sich? so weit es für unsere Zwecke nötig ist, näher betrachtet haben, können wir an die wichtige Frage herantreten: Wodurch erfolgt die Bewegung so gewaltiger Massen?

Lange ehe man Messungen über die Bewegung der Eisströme anstellte, hatte man schon, wie S. 9 erwähnt wurde, ganz bestimmte Theorien über die Ursachen der Bewegung sich gebildet, die noch jetzt zum Teil, so grundverschieden sie auch sind, ihre Vertreter finden, was uns jedenfalls als Beweis gelten kann, daß eben noch immer nicht alle Erscheinungen der Bewegung völlig befriedigend von einer Theorie erklärt worden sind. Alle die verschiedenen Theorien lassen sich aber in zwei Abteilungen bringen.

Der ersten Abteilung ist das gemeinsam, daß sie eine Volumszunehmung des Gletschers als Ursache der Bewegung ansehen, man hat daher diese auch als Dilatationstheorie bezeichnet. Die andere Abteilung umfaßt diejenigen, welche die Vorwärtsbewegung der Gletscher der Schwere zuschreiben, die auf der geneigten Unterlage den Gletscher zum Thalabwärtsgleiten veranlasse. Sie hat den Namen Gleitungstheorie, früher wohl auch Rutschtheorie erhalten. Die Dilatationstheorie ist die ältere. Sie wurde zuerst von Scheuchzer 1705 aufgestellt. Nach ihm bringt Wasser in die Sprünge und Brücken des Eises der Gletscher und wenn es nun hier gefriert, drängt es durch die beim Festwerden eintretende Volumszunehmung den Gletscher nach der freien Seite, nach abwärts hin. Dieselbe Ansicht hatte auch J. v. Charpentier 1841 wieder ausgesprochen und sie wurde auch von Agassiz adoptiert und durch Versuche über die Infiltration von gefärbten Flüssigkeiten in die feinen Haarspalten des Gletschereises zu stützen versucht.

Modifiziert wurde diese Theorie durch Hugi (1843), welcher als Ursache der Vorwärtsbewegung das Wachstum der Firnkörner, die noch im Gletschereis zu erkennen sind, zum Teil durch den aus der Atmosphäre verdichteten Wasserdampf erfolgen läßt. Im Grunde ganz dieselbe Theorie hat jüngstens 1882 Forel wieder ausgeführt, der ebenfalls das Wachstum des Gletscherkornes durch Tau, Regen, Schnee und Schmelzwasser für die weitaus überwiegende Ursache der Gletscherbewegung erklärt, wenn auch die Schwere und die Plastizität noch mitwirken mögen. Man sieht bei näherer Betrachtung ohne weiteres, daß diese Modifikationen der Dilatationstheorie im wesentlichen gar nichts an derselben ändern, wie sie früher ausgesprochen wurde. Der einzige Unterschied ist der, daß die älteren Anhänger dieser Theorie nicht ausdrücklich sagten, daß sich das zwischen den einzelnen Körnern in den Haarspalten befindende Wasser beim Gefrieren auf die alten Körner anlege und diese dadurch größer würden, sondern nur sagten, wenn das in den Haarspalten zwischen den Körnern sich befindende Wasser gefriert und zu Eis wird, so muß eine Volumsvermehrung des Gletschers eintreten und derselbe vorwärts gedrängt werden. Das Wesentliche an dieser Theorie ist eben das, daß zwischen die Körner eingedrungenes Wasser gefriere und durch seine Ausdehnung beim Festwerden den Gletscher vorwärts schiebe, und in dieser Beziehung ist die Theorie Forels vollständig die alte Dilatationstheorie und der ganze Unterschied kommt im Grunde nur auf eine andere Bezeichnung hinaus, nämlich die; daß die Älteren sagten: Das Volumen des Gletschers vermehrt sich durch die Ausdehnung des Wassers in den Haarspalten beim Gefrieren und Forel das so ausdrückt, das Volumen der einzelnen Körner, aus denen der Gletscher besteht, vermehrt sich durch den Gefrierungsprozeß des Wassers in den Haarspalten.

Wir haben deswegen nicht nötig, bei der Besprechung der Dilatationstheorie die verschiedenen Arten derselben gesondert

zu betrachten und wollen hier nur in Kürze die Gründe anführen, welche sie völlig unannehmbar erscheinen lassen. Was wir von jeder Theorie, welche eine bestimmte Erscheinung erklären will, erwarten dürfen, ist das, daß eben die Erscheinungen aus der einen Voraussetzung der Theorie mit Notwendigkeit folgen.

Die Dilatationstheorie sagt nun: Ursache der Bewegung ist der Gefrierungsprozeß, Bedingung des Eintretens dieser Ursache und somit auch ihrer Wirkung ist der oberflächliche Schmelzungsprozeß (nebst Regen), also das Eindringen von flüssigem Wasser von der Oberfläche nach der Tiefe zu.

Nun ist ja aber ganz unzweifelhaft, daß gerade diese Bedingung Monate lang auf den Gletschern ganz fehlt, und dennoch bewegt er sich. Die nun auch etwas geringere Bewegung der Gletscher im Winter ist mit dieser Theorie nicht in Einklang zu bringen.

Eine andere Bewegungsthatfache ist ebenfalls ganz unerklärlich durch diese Theorie, nämlich die Thatfache, daß eine Abnahme der Bewegung von der Mitte nach dem Rande des Gletschers hin sich konstant bemerklich macht. Man mußte nun nach dieser Theorie annehmen, daß entweder der Schmelzungsprozeß oder der Gefrierungsprozeß oder beide von der Mitte nach dem Rande zu abnehmen. Die Beobachtung bestätigt weder das eine noch das andere, die Dilatationstheorie kann dieses Bewegungsgesetz nicht erklären. Ebenjowenig aber stimmt mit ihr das überein, daß gerade diejenige Wirkung, welche am ersten und leichtesten eintreten müßte, gar nicht wahrgenommen wird, nämlich die Ausdehnung in senkrechter Richtung nach oben. Die Haarspalten gehen ja nicht nur von oben nach unten, sondern ebenso in allen möglichen andern Richtungen, sonst würden ja auch keine einzelnen Körner vorhanden sein. Wenn man nun erwägt, daß der Widerstand nach oben hin jedenfalls ein viel geringerer sein muß als nach der einen außerdem

noch freien Seite nach unten hin, weil die Dicke des Gletschers ja im Verhältniß zur Länge desselben eine sehr geringe ist, so müßte jedenfalls durch das Gefrieren auch eine Aufblähung der Oberfläche der Gletschers wahrgenommen werden.

Wenn man den Schluß gerechtfertigt findet, daß mit einer Steigerung oder Verminderung der Ursache auch die Wirkung sich stärker oder geringer zeigen muß, so müßte man erwarten, daß an den arktischen Gletschern, bei denen sicherlich der Abschmelzungsprozeß ein sehr geringer, auf ganz kurze Zeit beschränkter ist, jedenfalls ganz bedeutend weniger stark als in den Alpen, die Bewegung auch eine viel geringere sein müsse. Alle Beobachtungen darüber zeigen aber das Gegentheil, nämlich viel stärkere Bewegungen, als sie unsere Alpengletscher zeigen, bis zu 14 m täglich und dabei eine verhältnismäßig noch stärkere Bewegung während des Winters, so daß an grönländischen Gletschern die Bewegung im Winter noch $\frac{3}{4}$ von der des Sommers beträgt, während die Winterbewegung der Alpengletscher nur $\frac{1}{4}$ bis $\frac{1}{3}$ von der des Sommers im Durchschnitt erreicht.

Bergegenwärtigen wir uns auch noch die anderen Gesetze der Gletscherbewegung, daß bei gekrümmten Gletschern stets die konvexe Seite sich rascher bewegt als die konkave, daß auch die rascheste Bewegung aus der Mitte nach diesem Rande zu gerückt ist, so erkennt man sofort, daß diese Gesetze ebenfalls in keiner Weise von der Dilatationstheorie erklärt werden können, da sich unmöglich für den Abschmelzungsprozeß eine derartige Eigenthümlichkeit nachweisen ließe. Wir glauben daher, nicht noch weiter auf andere mehr theoretische und physikalische Bedenken gegen diese Theorie eingehen zu müssen; so lange dieselbe so wenig von den Thatfachen der Beobachtung und den daraus abgeleiteten Gesetzen Rechenschaft zu geben vermag, müssen wir sie als eine verfehlte bezeichnen.

Wir gehen nun zu den beiden andern Theorien über,

welche gemeinsam als die Ursache der Bewegung den Zug der Schwere nach abwärts annehmen. Zuerst wurde dieselbe von Altmann 1751 und Gruner 1760 zur Erklärung herbeigezogen. Saussure hat dann 1779 dieselbe Theorie ausführlicher entwickelt. Er sagt in seinen *Voyages dans les Alpes*:

„Beinahe alle Gletscher, sowohl erster als zweiter Ordnung, ruhen auf einem geneigten Boden, und alle etwas bedeutenden haben selbst im Winter unter sich eine Wasserströmung, die zwischen dem Eise und dem dasselbe tragenden Boden fließt. Man begreift so, daß diese Eismassen, von der Neigung des Bodens, auf dem sie ruhen, fortgezogen, abgelöst durch das Wasser von jeder allfälligen Verbindung mit dem Grunde, bisweilen sogar durch dasselbe gehoben, nach und nach gleiten und längs dem Abhange der Thäler oder dem damit überdeckten Joche herabsteigen müssen. Dieses langsame, aber beständige Gleiten ist es, welches die Eismassen in die niederen Gegenden herabführt und in Thälern bestehend erhält, wo große Bäume und selbst reiche Ernten gedeihen können.“

Wesentlich auf ein Gleiten durch die Schwere kommt auch die eigenthümliche von Thomson aufgestellte Theorie hinaus, nach welcher durch den starken Druck, dem die Eismassen in der Tiefe ausgesetzt seien, stets etwas Eis schmelzen müsse, da der Gefrierpunkt sich bei Druck etwas erniedrige und gedrücktes Eis an den Druckstellen etwas schmelze. Die Bewegung des Gletschers würde demnach eigentlich in einem Nachsinken der oberen Massen beruhen, also genau betrachtet in einer fortwährenden Volumsverringernng.

Wir hätten so gerade das Gegentheil von der weiter oben besprochenen Theorie von Agassiz, welche in einer Volumsvermehrung die Bewegungsursache sucht, und es bedarf keines näheren Eingehens auf die theoretischen Schwierigkeiten, welche sich auch gegen diese Theorie und ihre Voraussetzungen erheben, um zu zeigen, wie ungenügend dieselbe zur Erklärung der

Gletscherbewegung sei, wir brauchen sie nur ebenfalls wieder mit den Thatfachen und Gesetzen derselben zu vergleichen, um das sofort zu erkennen. Nach Thomson ist es der thalabwärts drängende Druck des Gletschers, welcher das Eis zum Schmelzen bringt und das weiter oben gelegene zum Nachrücken durch die Schwere veranlaßt. In diesem Falle müßte offenbar da, wo der stärkste Druck stattfindet, auch die stärkste Bewegung sich zeigen. Nun ist aber offenbar, daß, wenn man den thalabwärts gerichteten Druck des Gletschers ins Auge faßt, derselbe konstant von dem Anfange oben nach dem unteren Ende zunimmt, wir müßten daher auch eine konstante Zunahme der Bewegung nach dem unteren Ende hin wahrnehmen und das Maximum unmittelbar vor dem Ende finden. Aber an allen Gletschern, die man in dieser Beziehung untersuchte, zeigte sich gerade das Gegenteil davon, nämlich ungefähr von der Mitte des Gletschers zwischen Firn und unterem Ende an eine stetig abnehmende Geschwindigkeit. Am Morteratschgletscher z. B. zeigte sich die mittlere tägliche Geschwindigkeit im August schon 600 m über dem Ende 3 mal größer als an diesem selbst. Am Margletscher beobachtete Agassiz in der Mitte (4300 m) ober dem Ende eine jährliche Fortbewegung von 70,69 m, während sie 250 m über dem Ende nur 29,50 m betrug.

Ferner ist ja auch ganz klar, daß der Druck von der Oberfläche gegen die Tiefe in senkrechter Richtung ebenfalls zunimmt, und wir müssen daher erwarten, da bei einem 400 m dicken Gletscher der Druck auf der Unterfläche immerhin 40 Atmosphären beträgt, auch hier die Folge des Druckes, Verflüssigung eines Teiles des Eises, eintrete. Dann muß aber auch in senkrechter Richtung ein Nachrücken stattfinden und da in senkrechter Richtung jedenfalls der Druck immerwährend ohne Unterbrechung wirkt, müßte ein fortwährendes Nachrücken der Oberfläche, d. h. ein fortwährendes senkrechtcs Nieder sinken derselben beobachtet werden. Und da ferner nicht der geringste

Zweifel dagegen erhoben werden kann, daß die Schwere des Gletschers und somit der von ihm ausgeübte Druck im Winter nicht geringer ist als im Sommer, im Gegentheil durch die nicht unbedeutlichen Schneemassen, die auf ihn fallen, etwas größer sein muß, so müßte sich auch die Wirkung dieses Druckes. Verflüssigung eines Teiles des Eises, und die davon unzertrennliche Folge, Nachrücken des Eises im Winter, ebenfalls vermehrt zeigen. Wie aber aus den Thatfachen hervorgeht, die wir oben mittheilten, tritt das gerade Gegentheil von dem ein, was wir erwarten müßten, wenn diese Theorie richtig wäre, nämlich eine sehr auffallende Verminderung der Bewegung im Winter und ebenso kein unaufhörliches Niedersinken der Oberfläche.

Ebenso würden auch die übrigen Gesetze der Bewegung sich nicht mit dieser Theorie vereinigen lassen, vor allem nicht das, daß mit der Tiefe die Bewegung im Gletscher sich vermindert, während doch der Druck mit der Tiefe zunimmt.

Als Saussure diese sog. Gleitungstheorie aufstellte, hat man dieselbe sehr energisch bekämpft, indem man sagte, es sei nicht möglich, daß eine so ungeheure Eismasse, wie ein Gletscher noch dazu in einem engen Thale, das mit rauhen, Vorsprüngen und Einbuchtungen zeigenden Wänden versehen sei, durch seine eigene Schwere auf einem doch im ganzen wenig geneigten Boden rutsche, wie etwa ein isolierter Eisblock auf einer schiefen Ebene rutscht. Davon kann natürlich keine Rede sein, denn in einem solchen Falle muß ja immer die ganze Masse in allen ihren Theilen die gleiche Geschwindigkeit haben. Soweit sie eben eine zusammenhängende Masse bildet, kann (wenn wir von einer Drehung, die etwa eine solche Masse erhält, hier absehen, die ja bei einem Gletscher gar nicht in Betracht kommen kann) kein Theil eine andere Geschwindigkeit haben als der andere. Wenn wir daher an einer zusammenhängenden Masse, wie sie ein Gletscher darstellt, gesetzmäßig auftretende Ungleichheiten

in der Bewegung einzelner Teile wahrnehmen, kann zwar ein Teil der ganzen Bewegung der gesamten Masse durch ein Rutschen hervorgebracht werden, aber die Ungleichheit der Bewegung nötigt uns, dann noch außerdem eine andere Art der Bewegung anzunehmen, welche eben diese Ungleichheit in der Bewegung der einzelnen Teile der Masse hervorruft.

Denken wir uns z. B., wir hätten eine einen rechteckigen Querschnitt zeigende Rinne von Glas wohl mit Öl überstrichen und brächten darein eine kleine Partie von ziemlich weichem Lehm in Form eines die Rinne an beiden Seitenwänden berührenden Würfels. Heben wir nun diese Rinne in geneigter Lage in die Höhe, so daß die Stelle mit dem Lehm den höchsten Punkt bildet, so wird derselbe einmal durch seine Schwere in der Rinne abwärts rutschen, aber auch in derselben Zeit eine etwas andere Form annehmen, die mittleren Teile zwischen den Wänden der Rinne werden sich rascher bewegen als die an den Wänden anliegenden und wir werden ihn unten am Ende der Rinne in einer bogenförmig nach abwärts gekrümmten, keine scharfen Ecken mehr zeigenden abgerundeten Gestalt ankommen sehen. Diese Gestaltveränderung ist bedingt durch den Einfluß der Schwere auf die einzelnen Moleküle der beweglich neben einander liegenden „plastischen“ Lehm-masse. Je geringer die Neigung der Rinne gemacht wird, desto geringer und langsamer wird auch die Wirkung des Rutschens eintreten und desto mehr wird sich die Wirkung der Schwere in Verschiebung der einzelnen Teilschen des Lehmes zeigen können.

Wir sagten oben: An einer Masse, wie sie die Gletscher bilden, kann ein Teil der Gesamtbewegung durch ein Rutschen oder Gleiten erzeugt werden, damit ist aber durchaus noch nicht erwiesen, daß das auch so sein müsse, oder daß es bei unseren Gletschern so sei. Die Beobachtung ergiebt uns nämlich nur eine an den einzelnen Teilen ungleich vor sich gehende Be-

wegung, die nicht von einem einfachen Rutschen herrühren kann, und es entsteht nun die Frage, ob wir irgend welche Thatfachen finden, welche uns nötigten, die Mitwirkung eines Gleitens anzunehmen, oder ob Thatfachen vorhanden seien, welche sich allein aus jener die einzelnen Teile des Eises mit ungleicher Geschwindigkeit bewegendem Kraft der Schwere nicht befriedigend erklären lassen. Um diese für die Theorie der Gletscherbewegung so wichtige Frage beantworten zu können, müssen wir uns darüber klar werden, wie wir uns das Wesen der Wirkung der anderen, Ungleichheiten in der Bewegung erzeugenden Kraft, die wir kurz als die Eisteilchen (Moleküle) verschiebende bezeichnen wollen, vorzustellen haben. Hierzu müssen wir vor allem etwas näher auf die merkwürdigen Eigenschaften des Eises eingehen, auf welche man hauptsächlich durch die Eigentümlichkeiten der Gletscherbewegung hingeführt wurde. Nachdem diese näher untersucht waren, kam man eben darauf, die Gleitungstheorie aufzugeben und an ihre Stelle diejenige zu setzen, welche den Gletscher als eine plastische, Beweglichkeit der einzelnen Teile gestattende Masse auffaßt, die durch die Schwere veranlaßt den wesentlichsten Gesetzen des Strömens flüssiger Massen folgen muß.

Alltäglich zu machende und von jedem gewiß schon gemachte Beobachtungen zeigen scheinbar auf das unzweifelhafteste, daß das Eis eine harte, feste, spröde Masse sei, deren einzelne Moleküle unbeweglich und unverschiebbar mit einander verbunden seien, so daß es sich nicht biegen, wohl aber brechen lasse. Und dennoch zeigen eben so sehr einfach anzustellende Versuche, daß es sich durch Druck, ohne zu zerbrechen, in ganz andere Formen bringen lasse, ja daß man eine Menge kleiner Stücke zu einer klaren, wie aus einem Gusse hervorgegangenen festen, zusammenhängenden Masse vereinigen könne. Die letztere Erscheinung hat man mit dem Namen „Regelation“ bezeichnet.

Nimmt man z. B. einen starken Cylinder von Eisen, in

den, wie in einer Spritze, ein Stempel gut eingepaßt ist, und bringt in denselben lauter kleine Eisstückchen, so braucht man den Stempel nur stark niederzudrücken, um einen vollständig festen, kompakten Eiszylinder durch Vereinigung der einzelnen Eisstückchen zu erhalten. Bringt man in dem Boden des Cylinders eine Öffnung an, die kleiner als der Durchmesser des Hohlraumes des Cylinders ist, so kann man auch durch diese engere Öffnung das Eis hindurchpressen und es kommt dann ebenfalls als eine Masse aus derselben hervor. Bei starkem Druck verhält sich demnach eingeschlossenes Eis gerade so wie eine plastische Masse, und man sagt daher auch: das Eis wird durch Druck plastisch. Es hat dann die Fähigkeit seine Gestalt zu verändern und so den Veränderungen der Wände, zwischen denen es eingeschlossen ist, zu folgen, sich denselben stets anzuschmiegen, wie wir es ja bei dem Gletschereise sehen, das bald in einem engeren, bald in einem weiteren Bette sich bewegt.

Wenn wir die eben angedeuteten Versuche mit dem Eise vornehmen, müssen wir einen starken Druck anwenden, um die Vereinigung der Eisstückchen zu einer Masse, oder den Austritt des Eises aus einer engeren Öffnung am Boden des Cylinders rasch zu erreichen. Wir können uns aber leicht überzeugen, daß, wenn wir nur etwas Geduld haben und dem Eise Zeit lassen, schon der geringste Druck hinreicht, um die Plastizität des Eises und eine merkbare Gestaltveränderung desselben sichtbar werden zu lassen. Eisstäbe z. B. von $1\frac{1}{2}$ m Länge, nur an ihren beiden Enden aufliegend, biegen sich auch bei der geringen Dicke von 1 bis 2 cm, ohne zu brechen oder auch nur Risse zu bekommen, in der Mitte um 23 mm abwärts. Eine große Menge von Versuchen sind von verschiedenen Seiten angestellt worden, welche alle deutlich zeigen, daß bei anhaltendem langsam und nur schwach wirkendem Drucke das Eis sich, ohne zu brechen, umformen lasse.

Auch darin stimmen alle Versuche völlig mit einander überein, daß die Temperatur dabei von wesentlichem Einflusse sei. Je weniger nämlich dieselbe von dem Schmelzpunkte, 0° , entfernt ist, desto stärker und rascher macht sich unter gleichem Drucke die Plastizität und Umformung bemerklich. Bei sehr hohen Kältegraden bedarf es dann auch eines viel stärkeren Druckes, um dieselbe noch hervortretend zu machen.

Auch die Vereinigung einzelner Eisstückchen oder Eiskörnchen zu einer Eismasse bedarf keines hohen Druckes, wenn derselbe nur ebenfalls längere Zeit bei einer dem Nullpunkte nahen Temperatur einwirkt. Versuche, die ich am Firn des Aletschgletschers anstellte, zeigten, daß schon bei einem Drucke von nur $\frac{1}{3}$ Atmosphären schon in 2 Tagen in eine Röhre eingeschlossener Firn in kompaktes Eis umgewandelt werde, so daß also wohl überall in den Firnmulden in mäßiger Tiefe unter der Oberfläche schon Eis angetroffen werden muß, und die Umwandlung des Firnes in Eis allein durch den Druck der oberen auf die tieferen Lagen zu Wege gebracht werden kann.

Aus diesen Versuchen geht auch noch etwas anderes hervor, was für die Theorie der Gletscherbewegung von Wichtigkeit ist, nämlich das, was besonders das Auspressen des Eises durch dünnere Öffnungen uns zeigt, daß wir hier notwendig eine Molekularbewegung, d. h. eine Bewegung der kleinsten unsichtbaren Massenteilchen, der sog. Moleküle, annehmen müssen. Wie wir uns die Bewegung dieser Moleküle dabei vorzustellen haben, ist nicht Gegenstand der Beobachtung, ob sie eine rollende Bewegung ausführen, wie man es für das fließende Wasser annimmt, oder ob sie nur neben einander hingleiten, sich an einander verschieben, darüber läßt sich nichts Sicheres aussagen. Uns kann es zunächst genügen, festzuhalten, daß die einzelnen Moleküle des Eises ihre gegenseitige Lage verändern können, ohne daß die Kontinuität der Masse unterbrochen wird. Denn damit können wir alle die Eigentümlich-

keiten in der Bewegung des Gletschers, die dafür aufgefundenen Gesetze wohl erklären. Wir können einfach sagen: Die Eigenschaften des Eises in Beziehung auf die Molekularbewegung unter dem Einflusse des Druckes oder der Schwere stimmen im wesentlichen mit denen einer flüssigen Masse überein, wenn auch die Bewegungsfähigkeit quantitativ sehr weit hinter der einer Flüssigkeit zurücksteht, wie sich das sehr deutlich in der außerordentlichen Langsamkeit der Gletscherbewegung verglichen mit der eines Stromes zu erkennen giebt. Aber das gemeinsame Wesentliche zeigt sich eben darin, daß alle die an einem Strome wahrnehmbaren Gesetze über die Veränderungen der Bewegung an den verschiedenen Stellen, wie Mitte und Rand, Oberfläche und Tiefe u. a. auch noch am Eisstromen sich bemerkbar machen. Die vollständige Übereinstimmung der Gesetze beiderlei Bewegungen, der eines fließenden Wassers und eines Gletschers, müßte dazu führen, dieselbe Art der Bewegung und dieselbe Ursache für sie anzunehmen, und diese auf den ersten Blick bedenklich erscheinende Annahme fand ihre volle Bestätigung durch die Auffindung der Plastizität des Eises, durch die der Beweis geliefert wurde, daß in der That das Eis, wenn auch äußerst langsam, fließen könne.

Wir wollen nun noch etwas näher betrachten, wie sich unter dieser Voraussetzung die Erscheinungen am Gletscher erklären lassen, ob wir imstande sind, mit dieser Theorie alle beobachteten Thatfachen zu erklären und ob wir irgend welche finden, welche ihr widersprechen und noch eine andere Art und noch eine andere Ursache der Bewegung uns anzunehmen nötigen.

Wir wollen hier zunächst nur daran noch erinnern, daß wir eigentlich eine etwas genauere und vollständigere Kenntnis der Bewegungsvorgänge nur von der Oberfläche des Gletschers besitzen, und diese wollen wir daher zunächst allein ins Auge fassen.

Was zunächst uns hier an der Gletscherbewegung auffallen könnte, das ist neben der schon besprochenen so geringen Geschwindigkeit der so große Unterschied zwischen der Bewegung der Gletschermitte und der Randpartien. Es ist eine längst bekannte Thatsache, daß an den Flüssen dieser hier jedoch geringere Unterschied von der Reibung der Wassermassen am Ufer bedingt wird, und ganz dasselbe gilt auch für den Gletscher. Zur Steigerung des Unterschiedes bei den letzteren trägt aber das noch bei, daß die Reibung bei den Gletschern in den Randpartieen dadurch noch mehr verstärkt wird, daß der Gestaltung des Gletscherbettes nach in den meisten Fällen die Reibung von der Mitte nach den Seiten zu in doppelter Weise zunimmt. Einmal geschieht dies dadurch, daß die eigentlichen Gletscher meist ziemlich schmal sind und das Bett von der Mitte aus

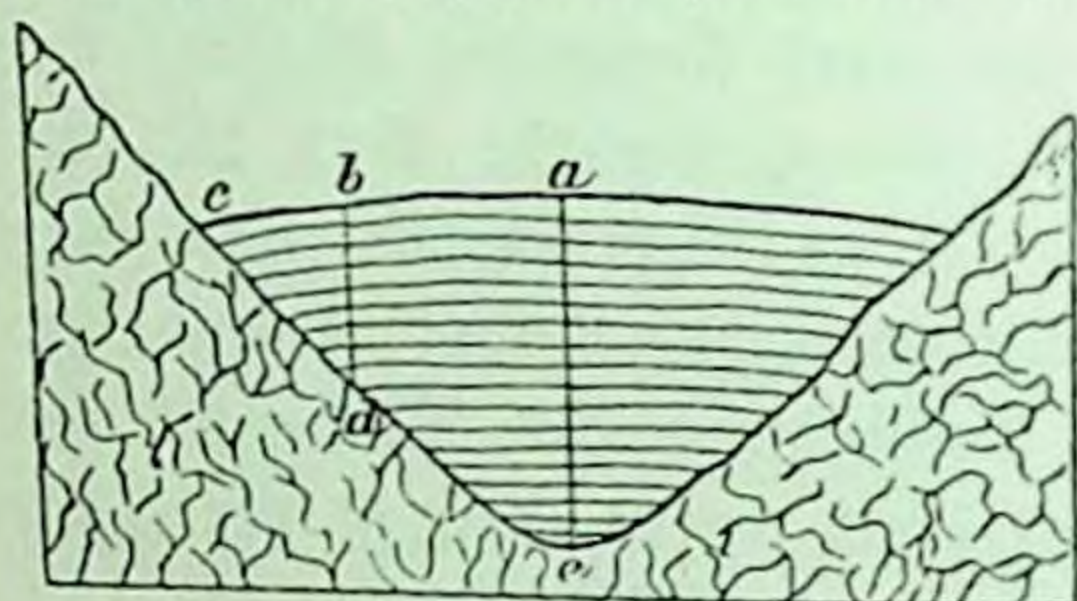


Fig. 4.

rasch sich hebt, so daß der ebenfalls eine Reibung und damit eine Verlangsamung der Bewegung erzeugende Grund der Oberfläche zugleich mit der Annäherung an den Rand schnell näher rückt.

Stellt z. B. Figur 4 einen Durchschnitt durch einen Gletscher dar, so ist die Verlangsamung der Bewegung des Punktes *b* gegenüber dem Punkte *a* durch den Einfluß der Reibung dadurch vermehrt, daß einmal *b* näher dem Ufer *c*, aber auch zugleich näher dem Boden bei *d* ist. Das letztere ist auch höchst wahrscheinlich der Grund, warum gegen das Ende zu, wie wir oben erwähnten, die Geschwindigkeit gewöhnlich abnimmt, der Gletscher wird weniger dick, d. h. seine Oberfläche nähert sich mehr dem Boden, er ist ein seichter Strom. Wo das nicht eintritt, wo z. B. wie am Mer de Glace sich unterhalb der Mitte der Gletscher verengt und da-

durch tiefer wird, steigert sich die Geschwindigkeit. Auch der individuelle Wechsel in der Schnelligkeit bei einzelnen Gletschern zeigt dieselben Eigentümlichkeiten und folgt denselben Gesetzen, wie sie das fließende Wasser beim Wechsel der Breite, der Tiefe, der Neigung der Oberfläche (des Gefälles) noch deutlicher zeigt.

Zwei Erscheinungen bietet nun aber der bewegte Gletscher dar, welche wir bei fließendem Wasser nicht wahrnehmen, nämlich die bedeutende Verringerung der Schnelligkeit der Bewegung im Winter und die Spaltenbildung. Was zunächst die erstere anbelangt, so hat dieselbe nach dem über das Verhalten des Eises bei niedrigen Temperaturen S. 38 Bemerkten durchaus nichts Befremdendes. Die Erniedrigung der Temperatur des Eises weit unter den Schmelzpunkt, wie sie jedenfalls im Winter eintritt, muß eine bedeutende Verminderung der Plastizität des Eises und damit eine ebensolche der Schnelligkeit der Bewegung herbeiführen.

Die Bildung der Spalten nun ist eine einfache Folge der ungleichen Geschwindigkeit der Bewegung des Gletschers in Verbindung mit der Eigentümlichkeit des Eises, wohl durch Druck plastisch zu werden, aber schon bei schwachem Zuge zu reißen, wovon wir uns auch durch die einfachsten Versuche leicht überzeugen können.

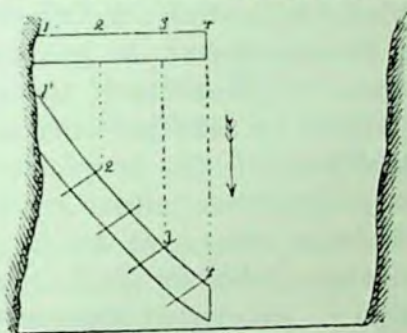


Fig. 5.

Die Wirkung beider wird aus Figur 5 sehr einfach zu entnehmen sein. Der horizontale Streifen 1, 2, 3, 4 stelle einen Eisstreifen eines in der Richtung des Pfeiles sich bewegenden Gletschers dar. Durch die ungleiche Bewegung kommt in derselben Zeit 1 nach 1', 2 nach 2', 3 nach 3', 4 nach 4'.

Unser Eisstreifen wird dadurch notwendig gezerzt werden müssen, um den größeren Raum von 1' bis 4' auszufüllen. Da Eis aber bei Zug nicht nachgiebig sich zeigt, so reißt es und zwar senkrecht zu der Richtung des Zuges und es entstehen so Spalten, welche alle vom Rande thalaufwärts verlaufen. Genau dasselbe tritt aber auch ein, wo sich rasch die Neigung des Grundes vermehrt und infolge dessen die auf dieser Stelle angelangten Eismassen schneller bewegen als die folgenden. Auch hier muß eine Spannung des Eises entstehen, und es entstehen oft ungeheure Spalten, wie die sog. *Serracs* am *Mer de Glace*, die durch den Druck weiter unten wieder geschlossen werden.

Auch die zuweilen bei genaueren Beobachtungen wahrgenommenen, in senkrechter Richtung sowohl aufwärts als abwärts erfolgenden Bewegungen, ebenso die seitlichen und zuweilen selbst kurze Zeit thalaufwärts gerichteten Verschiebungen lassen sich durch die Plastizität des Eises, durch Stauungen und Unregelmäßigkeiten des Bodens und Ufers leicht erklären. Sie finden sich ja ebenso in fließendem Wasser an größeren wie an kleineren Strömen da und dort wieder. Da nun mit Ausnahme der Wintermonate die Temperatur der Luft an der Oberfläche des Gletschers meist über Null ist, die Temperatur des Eises selbst also gerade Null, so findet sich somit dasjenige Verhältnis, welches die Plastizität des Eises auf das Maximum bringt, und die so außerordentlich geringen Bewegungen, welche im Laufe eines Tages am Gletscher sich zeigen — wir erinnern hier nur daran, daß sie durchschnittlich nicht größer sind als die Bewegungen des Stundenzeigers einer Taschenuhr, — können daher ganz wohl selbst bei sehr geringen Druckgraden durch die Schwere in Folge der Plastizität des Eises eintreten.

Wir sind daher wohl berechtigt zu sagen: die Bewegungen, welche wir an der Oberfläche des Gletschers wahrnehmen, lassen

sich vollständig befriedigend erklären, wenn wir annehmen, daß sie alle Folgen der Einwirkung der Schwere auf das plastische Gletschereis seien.

So lange nun keine Erscheinung nachgewiesen wird, welche sich dadurch nicht erklären ließe, — und bis jetzt ist das noch nicht geschehen — wäre es dem in allen Wissenschaften geltenden Grundsatz widersprechend, noch eine weitere andere Bewegungursache zu dieser hinzuzunehmen und wir müssen daher die angegebene Ursache der Bewegung als die einzige, und die auf sie sich stützende eben entwickelte Theorie der Gletscherbewegung als die einzig richtige erklären.

Wir haben absichtlich zunächst bei den Besprechungen der Ursachen der Gletscherbewegung nur die Bewegungen der Oberfläche im Auge behalten und zwar aus dem einfachen S. 39 schon erwähnten Grunde, weil wir eben nur diese genauer kennen. So wie es sich um die Frage handelt, wie verhält sich der Gletscher in der Tiefe? so betreten wir ein fast vollkommen unbekanntes Gebiet. Das einzige, was wir in Beziehung auf die Bewegung wissen, ist die theoretisch schon zu erschließende, bisher aber nur durch ein paar ganz vereinzelte Beobachtungen bestätigte Thatsache: Die Schnelligkeit der Bewegung nimmt von der Oberfläche nach der Tiefe ab. Es ist dies immerhin ein sehr wichtiges Resultat, es zeigt uns ja deutlich, daß auch in senkrechter Richtung die einzelnen Moleküle oder Molekülschichten sich über einander verschieben können.

Wenn wir nun aber versuchen, uns ein Bild zu entwerfen, wie sich die ganze Eismasse des Gletschers von oben nach unten bewegt, und das müssen wir doch zuerst, wenn wir diese Bewegung erklären wollen, — so erkennen wir sofort, daß wir dazu gegenwärtig durchaus nicht die Mittel besitzen. Und während wir die Bewegung der Oberfläche uns ganz genau, wie sie erfolgt, in beliebigen Querschnitten aufzeichnen können, ist meines Wissens auch noch nicht einmal der Versuch gemacht

worden, in einem Längsschnitte die Linien der Bewegung einzelner Eisteilchen aufzuzeichnen; denn die von Forbes, Agassiz, v. Sonklar u. a. gezeichneten Figuren, Längsschnitte eines Gletschers darstellend, sind rein theoretisch konstruierte, um die Struktur, den Bau eines Gletschers in einem bestimmten Zeitpunkte zu zeigen, aber nicht geeignet, ein klares Bild von der Bewegung der Eismassen aus der Firnregion bis zum Gletscherende zu geben.

Ja nicht einmal über diese Strukturverhältnisse selbst wissen wir etwas Sicheres durch die Beobachtung und daher sind natürlich auch die daraus auf die Bewegung gezogenen Schlüsse höchst unsicher. Selbstverständlich sind daher auch alle Theorien über die Bewegung des Gletschers im ganzen noch höchst mangelhaft, eben weil wir über die sämtlichen Verhältnisse der tieferen Eismassen nichts wissen. Das ist nun auch der eigentliche Grund, warum ein über die Wirkungen der Gletscher so lebhaft geführter Streit noch immer nicht erledigt ist. Eben der Frage wegen: wie wirkt ein Gletscher? müssen wir uns auf diesen unsicheren Boden begeben, und zunächst etwas näher die für diese Frage wichtigsten Punkte des Verhaltens des Gletscherinnern besprechen, wenn wir auch keinen weiteren Gewinn davon haben sollten, als dann zu wissen, warum wir nichts wissen, und welchen Wert die verschiedenen Theorien über Gletscherwirkung gegen einander wohl haben.

Eine der wichtigsten Fragen, auf welche noch die verschiedensten Antworten gegeben werden, ist die: Welche Temperatur herrscht im Innern des Gletschers und auf seinem Grunde? Wenn wir uns erinnern, wie die Plastizität des Eises von der Temperatur beeinflusst wird, wie der Schmelzpunkt des Eises durch den Druck sich verändert, so werden wir auch sofort einsehen, wie wichtig das für die Theorie der Bewegung des Gletschers sein muß, darüber einen Aufschluß zu erhalten, und wie verschieden nach den verschiedenen Annahmen über die

Temperaturverhältnisse der Tiefe des Gletschers auch die Annahmen über die Bewegung in der Tiefe ausfallen werden. Leider sind wir eben immer noch nicht imstande, Beobachtungen über die Temperatur in verschiedenen größeren Tiefen des Gletschers anzustellen, und es sind eben immer noch theoretische Erwägungen, welche diese oder jene Annahme über die Temperatur in größeren Tiefen und auf dem Grunde des Gletschers dem einen und andern, der sich über diese Frage äußerte, wahrscheinlich machte. Die einzigen, welche darüber Versuche machten, waren Agassiz, indem er bis zu 60 m tiefe Bohrlöcher in das Eis treiben lies und Fugi, der im Januar in eine 50 bis 60 m tiefe Spalte sich hinabließ. Ersterer fand hier die Temperatur gleich Null, aber es zeigte sich auch noch flüssiges Wasser hier, das durch Spalten eingedrungen war. Dadurch war das Resultat ganz unsicher, weil mit dem von außen kommenden Wasser natürlich auch die äußeren Temperatureinflüsse bis in diese Tiefe sich geltend machen mußten. Ein 2,10 m tief in das Eis eingesenktes und nach 2 Jahren wieder sorgfältig herausgearbeitetes Minimalthermometer ergab ein Sinken der Temperatur bis auf $-2,1^{\circ}$ in dieser Tiefe. Fugi fand 1,20 m tief im Eis der Spaltenwand 0° .

Wie verschieden nun die Ansichten über diese Verhältnisse sind, das geht am deutlichsten aus der Thatsache hervor, daß v. Sonklar den Gletscher fest am Boden angefroren annimmt, d. h. keine Abschmelzung desselben an seiner Unterfläche gelten läßt, während eine Reihe anderer Naturforscher von Saussure an den Gletscher unten durch die Erdwärme ununterbrochen abschmelzen lassen, eine Meinung, der sich auch Heim wenigstens für die größeren Gletscher unter der Schneelinie anschließt.

Auf welcher Seite liegt nun das Recht? Wenn wir, um dies zu entscheiden, etwas näher auf die Wärmeverhältnisse der Gletscher und die verschiedenen dabei wirksamen Faktoren eingehen, werden wir bald erkennen, daß ein sicheres Urtheil

gegenwärtig nicht zu fällen ist, daß sich je nach der Dicke und Höhe des Gletschers das verschieden verhält, aber höchst wahrscheinlich gerade die dickeren Gletscher dem größten Teil ihrer Länge nach an der Unterfläche abschmelzen müssen.

Wie bei jedem festen Körper, in dem nicht etwa durch irgend welche Prozesse chemischer oder physikalischer Natur Wärme erzeugt wird, ist auch die Temperatur des Gletschers abhängig von den auf ihn einwirkenden Wärmeverhältnissen seiner Umgebung. Diese Umgebung des Gletschers besteht aus zwei ganz verschiedenen Theilen, der Atmosphäre an seiner Oberfläche, und den festen Massen, die ihn von der Seite und von unten am Boden einschließen.

Die Wärme nun, welche die Atmosphäre über dem Gletscher besitzt, kennen wir ziemlich genau, sie wird ja ausgedrückt durch die sog. mittlere Jahrestemperatur in der nächsten Umgebung des Gletschers. Da aber der Gletscher selbst in sehr verschiedenen Höhen liegt, so ist dieselbe seiner ganzen Länge nach zunehmend, in den obersten Regionen der Firnmulde — 6° C. und darunter betragend, ist sie am unteren Ende der großen weit herabreichenden Gletscher $+ 6,5^{\circ}$ C. Es entsprechen diese beiden Zahlen der mittleren Jahrestemperatur von Spitzbergen und Gotha und wir sehen daraus, wie außerordentlich verschieden sich die Regionen verhalten, welche ein Gletscher durchzieht und wie schwierig, ja fast unmöglich es sein muß, den Einfluß dieser ungleichen Temperaturen auf die Gletschertemperatur genauer zu bestimmen. Zunächst wird er sich dadurch zu erkennen geben, daß die Ablation des Gletschers, die Erzeugung von Schmelzwasser von oben nach unten hin zunimmt, den Gletscher immer mehr aufzehrt. Dadurch ist nun auch der Einfluß auf die Temperatur des Eises in der Tiefe ein wechselnder. Wir können darüber nur ganz allgemein sagen: Wo der Abschmelzungsprozeß stärker ist und länger dauert, da wird auch von außen dadurch dem Gletscher

umfomehr Wärme in die Tiefe zugeführt, als der Gletscher tiefer hinab vom Schmelzwasser durchzogen wird. Wo der Abschmelzungsprozeß kürzer dauert, wie in den höheren Regionen, da bringt mehr Kälte in die Tiefe. Für die Frage nach der Temperatur unter der Oberfläche ist aber das noch von der größten Wichtigkeit, daß zwar ganz auf der Oberfläche sich das Schmelzwasser einige Zehntelsgrade über Null erwärmen kann, aber beim Eindringen in den Gletscher durch die Haarspalten rasch diesen geringen Überschuß über Null Grad durch neues Schmelzen von Eis verliert. Man hat sich überdies neuerdings überzeugt, daß mit Ausnahme der sichtbaren weiteren Spalten keine Kanäle für das Wasser in größere Tiefe führen, und nur sehr selten stellenweise die Wasserinfiltration über 2 bis 3 m tief hinabdringe. In den oberen Gegenden, wo der Gletscher die größte Mächtigkeit besitzt, nehmen aber die Spalten, auf welchen auch die Luftwärme etwas tiefer eindringen kann, einen so geringen Teil des Gletscherraumes ein, daß wir ihnen keinen erheblichen Einfluß auf die Temperatur in der Tiefe zuschreiben können. Die Folge davon ist die, daß der Gletscher nie eine Temperatur über Null annehmen kann, auch nahe dem Ende ist also Null Grad das Maximum, welches die Eisschichten annehmen können. Anders dagegen verhält es sich mit den erkältenden Einflüssen. Wie jeder feste Körper nimmt auch das Eis die Kälte der daselbe umgebenden Atmosphäre oder anderer Körper, die es einschließen, auf. Wir werden daher im voraus sagen müssen: Das Eis des Gletschers wird unter seiner Oberfläche jedenfalls eine Temperatur zeigen müssen, welche zwischen dem Maximum und dem Minimum der Oberfläche liegen muß. Da nun das Maximum, wie wir sahen, nicht über Null steigen kann, so muß in der Tiefe eine Temperatur sich finden, die unter Null liegt, da ja das Minimum der Temperatur auch am untersten Ende des Gletscher bedeutend unter Null heruntergeht. Die Dauer

der Kälteeinwirkung, wie die Intensität nimmt nun ebenfalls von dem unteren Ende nach oben zu. Da nun von dem unteren Ende nach oben hin die erwärmenden Einflüsse (Schmelzwasser, Lufttemperatur) immer mehr ab, die erkältenden, wie wir eben sahen, immer mehr zunehmen, so werden wir auch in gleicher Tiefe unter der Oberfläche des Eises ziemlich verschiedene Temperaturen, aber alle unter Null anzutreffen erwarten müssen. Wenn wir nun aber irgend welche bestimmte Zahlenwerte dafür suchen, so sehen wir sofort, daß solche zu finden nicht möglich ist, und eben deswegen können die Ansichten über die Temperatur eines Gletschers auf seinem Grunde noch so weit aus einander gehen.

Wenn wir nämlich auch nur allgemein, d. h. ohne an bestimmte Zahlenwerte zu denken, die Frage so stellen: Wie weit in die Tiefe machen sich die erkältenden Einflüsse, welche eine Temperatur unter Null in dem Eise erzeugen, noch bemerkbar, so werden wir bei genauer Erwägung der Verhältnisse zugestehen müssen, daß wir das nicht mit Sicherheit angeben können, und daß die Annahme von Mousson, daß 20 bis 30 m unter der Oberfläche oder nach Heim 50 m unter der Oberfläche die jahreszeitlichen Schwankungen völlig aufhören, eben bloße Vermutungen sind, gegründet auf die Annahme, daß im Gletscher ähnliche Verhältnisse wie im festen Boden bestehen. Heim fügt noch hinzu, daß in dieser Tiefe eine konstante Temperatur zu erwarten sei, welche einige Grade über der mittleren Temperatur der Luft steht und daß von da an die Temperatur nach der Tiefe wie im festen Gestein nach ca. 39 m um 1° C. zunehme. Er folgert daraus nun auch, daß ein Gletscher in einer Höhe von 2100 m, wo die Lufttemperatur Null sei, wenn er dicker als 50 m sei, fortwährend an seinem Grunde abschmelzen müsse.

Ich glaube, daß wir bei genauer Erwägung gerade auf das Gegenteil der einen Behauptung von Heim kommen werden,

nämlich daß in einer gewissen Tiefe, die, wie Heim auch ganz richtig bemerkt, erst noch experimentell ermittelt werden muß, allerdings eine konstante Temperatur, aber eine solche herrschen muß, welche unter der mittleren Lufttemperatur liegt.

Gehen wir von den einfacheren und bekannteren Verhältnissen im festen Erdboden aus, wie sie durch zahlreiche, Jahre lang fortgesetzte Beobachtungen ermittelt sind. Wenn man Thermometer in verschiedener Tiefe senkrecht über einander im Boden anbringt, so beobachtet man, daß von außen nach innen die Schwankungen im Stande dieser Thermometer geringer werden, je tiefer sie sich befinden, endlich kommt eine bestimmte von der Beschaffenheit des Gesteins abhängige Tiefe, in welcher ein Thermometer konstant genau auf demselben Stande sich erhält. Die Temperatur, welche dieses Thermometer anzeigt, ist genau die mittlere Jahrestemperatur des Punktes an der Oberfläche der Erde senkrecht über dem fraglichen Thermometer. Beobachten wir auch die übrigen Thermometer, schreiben wir Stunde für Stunde die Temperatur auf, welche sie angeben und ziehen schließlich nach einem Jahre die mittlere Jahrestemperatur aus allen Einzelbeobachtungen, so giebt uns jedes Thermometer ebenfalls die mittlere Jahrestemperatur. Der einzige, leicht erklärliche Unterschied ist der, daß die Unterschiede zwischen Maximum und Minimum mit der Tiefe abnehmen. Die Tiefe, bis zu welcher diese Unterschiede sich bemerkbar machen, ist, wie wir schon erwähnten, einmal abhängig von der verschiedenen Wärmeleitungsfähigkeit der Gesteine, aber auch noch von der Größe des Wechsels der Temperatur an der Oberfläche. Je größer der Unterschied zwischen der höchsten Temperatur und der niedersten ist, desto weiter wird auch der Einfluß des Wechsels von Wärme und Kälte im Boden sich bemerkbar machen. Bei dem Gletscher verhält sich jedoch die Sache wegen der sehr bedeutenden Verschiedenheit der physikalischen Eigenschaften des Eises verglichen

mit denen des Erdbodens etwas anders. Die obersten Schichten des Bodens können nämlich, wo sie an die Luft grenzen, die Temperatur derselben annehmen und nehmen sie an, auch wenn sie weit über Null liegt, das Eis dagegen kann nur die Temperaturen der Luft annehmen, die unter Null liegen, nicht aber die, welche über Null liegen. Die obersten Eisschichten, von welchen dann wie von den obersten Bodenschichten die Temperatur den tieferen durch Leitung zukommt, müssen daher in allen den Stellen und an allen den Tagen, wo die Lufttemperatur über Null steht, eine niedrigere Temperatur anzeigen und die mittlere Lufttemperatur des Jahres wird eine höhere sein als die mittlere Jahrestemperatur der obersten und folglich auch der tieferen Eisschichten. Die konstante Temperatur in der Tiefe des Gletschers, wie viel Meter unter der Oberfläche sie auch sein mag, welche ja auch hier gleich der mittleren Jahrestemperatur der obersten Eisschichten ist, muß daher jedenfalls unter der mittleren Jahrestemperatur der Luft liegen.

Nehmen wir hierfür ein bestimmtes Beispiel an, so können wir daraus den Einfluß des Umstandes, daß das Eis keine höhere Temperatur als Null Grad annehmen kann, sehr deutlich ersehen.

Auf dem St. Gotthard in einer Höhe von 2160 m ergeben sich als mittlere Temperatur in Réaumur für die einzelnen Monate folgende Zahlen:

Januar	— 6,92	Juli	+ 6,08
Februar	— 7,09	August	+ 6,11
März	— 6,28	September	+ 4,15
April	— 2,66	Oktober	— 0,37
Mai	+ 1,32	November	— 3,97
Juni	+ 4,82	Dezember	— 5,91

als Jahresmittel daraus — 0,84° R. oder — 1,05° C.
Würden wir nun an einem Gletscher in derselben Lage die Temperatur seiner obersten Schichten bestimmen, so würden

selbstverständlich alle Temperaturen unter Null dieselben bleiben, aber von Mai bis September würden wir nur stets 0° als Mitteltemperatur finden, ja sogar sicher in einigen Monaten etwas weniger als Null, weil ja in den nächsten die Temperatur unter Null sinkt, ohne je über Null bei Tage steigen zu können. Berechnen wir darnach nun die Mitteltemperatur der obersten Schichten des Gletschers, so erhalten wir $-2,69^{\circ}$ R. oder $-3,5^{\circ}$ C., also um $2,4^{\circ}$ C. niedriger als die Lufttemperatur. So gut wie im festen Boden muß aber auch im festen Eise an dem Punkte, wo sich alle Temperaturunterschiede ausgleichen, und die Temperatur konstant wird, die mittlere Temperatur der Oberfläche sich finden. Diese konstante Temperatur ist also jedenfalls niedriger als die mittlere Lufttemperatur.

Wie weit nun noch diese niedrigere konstante mittlere Jahrestemperatur in den Gletscher eindringe, wird sehr schwer zu ermitteln sein, um so schwieriger, als mit der Höhe auch die mittlere Jahrestemperatur, aber auch noch mehr der Unterschied zwischen mittlerer Lufttemperatur und mittlerer Oberflächentemperatur des Gletschers abnimmt, so daß jeder Querschnitt des Gletschers seine eigentümlichen Temperaturverhältnisse besitzt und wir genau betrachtet von einer konstanten Temperatur im Gletscher kaum sprechen können. Von dem größten Einflusse auf das Vordringen der mittleren Temperatur in die Tiefe muß zunächst sein die Leitungsfähigkeit des Eises für die Wärme oder Kälte. Nun ist das Eis ein sehr guter Leiter für die Wärme, wie aus Versuchen darüber, die ich in einem kalten Winter (1874) anstellte, hervorgeht. Es leitet die Wärme und Kälte besser als Eisen. Ein zweites, was hier in Betracht kommt, ist die Dauer der Einwirkung einer bestimmten Temperatur. Auch in dieser Beziehung sind die Verhältnisse für die Abkühlung des Gletschers merklich unter Null bis in größere Tiefen sehr günstig. Legen wir die für eine Höhe von 2160 m nach Beobachtungen auf dem

St. Gotthard gefundenen Werte zu Grunde, eine Höhe, wie sie auf dem untersten Drittel des eigentlichen Gletscherstammes am Mletschgletscher sich findet (s. d. Karte S. 7), so finden wir daraus, daß die mittlere Temperatur 7 Monate hindurch unter Null ist, und nur 5 Monate auf Null Grad auf dem Eise steigen kann. Ziehen wir die Mitteltemperatur für diese 7 Monate zusammen, so ergiebt sich dieselbe zu $-4,05$ R. oder $-5,8^{\circ}$ C. und wir können daher das Resultat für diese Stelle so aussprechen: Die Temperaturverhältnisse der obersten Gletscherschichten sind im Durchschnitte derartig, wie sie erzeugt würden, wenn 7 Monate hindurch eine Temperatur von $-5,8^{\circ}$ C. und 5 Monate von 0° auf sie einwirkte. Und diese beiden Zahlenpaare, d. h. diese beiden verschiedenen bei der Wärme des Gletscherinnern in Betracht kommenden Faktoren können wir so zusammenfassen, daß wir sagen: Die Wirkung auf das Innere ist gleich der, die wir erhalten würden, wenn wir
$$\frac{7 \times -5,8 + 5 \times 0}{12}$$
 oder $-3,5^{\circ}$ C. das ganze

Jahr uns einwirkend dächten. Selbstverständlich haben diese Zahlen nur den Wert einer Annäherung an die wirklichen und wahren Zahlen*), sie sollen auch weiter nichts als zeigen, daß wir nicht berechtigt sind, eine gewisse Tiefe anzunehmen, in welcher die Temperatur konstant und über der Lufttemperatur sei, und daß ein Gletscher von mehr als 50 m Dicke selbst in einer noch etwas größeren Höhe als die von uns angenommene, an seiner Unterfläche fortwährend abschmelzen müsse. Unter welchen Voraussetzungen das allein möglich sei, und ob diese Voraussetzungen richtig seien, müssen wir nun noch näher untersuchen.

Dächten wir uns einmal, unser Gletscher hätte bei be-

*) Namentlich die dicke Schneehülle des Winters möchte die Abkühlung nicht unerheblich mildern.

deutender Breite eine Dicke auch von 1000 m und er sei an den Seiten und am Grunde umgeben von Massen, welche gar keine Wärme dem Gletscher zuführten, aber auch nicht wegnähmen. Der ganze Gletscher hätte durch irgend einen Vorgang durch und durch die Temperatur von Null Grad. Nun träten unsere jetzigen Verhältnisse ein, die nach dem S. 52 Bemerkten so wirkten, wie wenn das ganze Jahr hindurch eine Temperatur von $-3,5^{\circ}$ C. auf ihm herrschte. Wie tief wird diese Temperatur in ihn eindringen? Gewiß wird jeder sofort antworten: Unter den oben angenommenen Bedingungen kommt es nur auf die Zeit an, welche diese mittlere Temperatur herrscht; würde dieselbe 500 oder 1000 Jahre einwirken, so würde zweifellos die ganze Eismasse von 1000 m Dicke nach und nach auf die konstante Temperatur von $-3,5^{\circ}$ herabsinken.

Diese eben gemachten Bedingungen sind nun aber an unserem wirklichen Gletscher nicht erfüllt, und daher, so schließt man auch ganz richtig, wird auch dieses Resultat nicht erreicht werden können, d. h. die Temperatur in der Tiefe wird nicht überall konstant und $-3,5$ sein können, und zwar aus dem Grunde nicht, weil die Seitenwände und der Boden, auf dem der Gletscher ruht, dem Gletscher sowohl Wärme zuführen, als auch von ihm aufnehmen können, weil ein Austausch von Wärme zwischen ihnen stattfinden muß, sowie auf der einen oder anderen Seite eine Ungleichheit in den Temperaturverhältnissen eintritt. Und es bedarf auch keines weiteren Beweises, um die Behauptung zu rechtfertigen: je weniger die wirklichen Verhältnisse des Bodens von der von uns oben gemachten Voraussetzung abweichen, desto geringer wird auch die unter derselben gemachte Folgerung einer konstanten niederen Temperatur auch auf dem Grunde des Gletschers von der Wirklichkeit entfernt sein, je mehr sich aber diese Voraussetzung von der Wahrheit entfernt, desto mehr wird auch jener Schluß falsch sein.

Welcher von diesen beiden Fällen ist nun wohl der in der Natur sich findende? Um dies zu entscheiden, müssen wir noch einmal auf die Temperaturverhältnisse des Bodens eingehen, zunächst auf die Wärmequellen, aus denen er seine Wärme erhält, und wir betrachten hier zunächst die einfacheren Verhältnisse eines frei der Atmosphäre ausgesetzten nicht von Eis bedeckten Bodens. Da der feste, nur aus Mineralmassen bestehende Boden keine Wärme in sich selbst erzeugt*), so kann derselbe nur durch andere, außer ihm liegende Wärmequellen seine Temperatur erhalten. Die eine, wie auch schon alltägliche Beobachtungen uns überzeugen können, hauptsächlichste Wärmequelle ist die Sonnenwärme, die andere höchst geringfügige ist die im Innern der Erde vorhandene nach außen hin durch die dicke Erdrinde sich verbreitende Wärme. Ihr Vorhandensein nehmen wir deutlich dadurch wahr, daß in größeren Tiefen konstant die Temperatur mit der wachsenden Tiefe zunimmt, auf etwa 33 m um 1° C. Diese Zunahme bemerken wir jedoch erst von dem Punkte an, an welchem sich die von den äußeren Schwankungen nicht mehr berührte mittlere Jahrestemperatur des Beobachtungsortes findet. Bis dahin verdecken die äußeren schwankenden Temperaturen völlig die geringe Wärme, welche aus dem Innern überall an die Oberfläche des Bodens gelangt und machen sie für uns unwahrnehmbar.

Bei der sehr bedeutenden Dicke der Erdrinde, die nach den geringsten Annahmen 10 bis 15 geographische Meilen beträgt und bei der geringen Leitungsfähigkeit der Gesteine ist es begreiflich, daß die an die Oberfläche des Bodens von innen kommende Wärme äußerst gering ist. Den höchsten Wert für dieselbe hat der schottische Physiker Thomson, der sich eingehend mit den Wärmeverhältnissen unseres Erdkörpers beschäftigte, gefunden, und denselben in einem für uns sehr

*) Von der hier und da durch chemische Prozesse erzeugten Wärme sehen wir hier selbstverständlich ab.

brauchbaren Maße ausgedrückt. Nach ihm würde nämlich die Wärmemenge, welche in einem ganzen Jahre an die Oberfläche der Erde aus der Tiefe gelangt, hinreichen, um eine Eisschichte von nur 0,008 mm Dicke, oder in 1000 Jahren eine Schichte von 8 mm allmählich zu schmelzen.

Wir erkennen daraus, daß jedenfalls die Abschmelzung an der unteren Seite eines Gletschers nur in geringem Grade erfolgen und nur bei dicken Gletschern erst dann beträchtlicher werden kann, wenn die Unterfläche des Gletschers weit unter dem Punkte liegt, welcher die konstante mittlere Jahrestemperatur der Oberfläche zeigt. Denn es wird wohl schwerlich dagegen etwas einzuwenden sein, daß, wie das Heim hervorhebt, auch in einem Gletscher von diesem Punkte der konstanten Temperatur an die Wärme nach ca. 30 m um 1° C. zunehmen werde. Selbstverständlich ist nun, daß, wenn die Dicke eines Gletschers so groß ist, daß auf diese Weise gerechnet Grade über Null herauskommen, dies eben so viel heißt, daß dann dieser Betrag von Wärme zur Schmelzung des Eises verwendet werde.

Daraus geht nun in Beziehung auf unsere S. 53 gestellte Frage das hervor: Je dünner ein Gletscher ist, desto weniger wird die Temperatur seines Grundes von der konstanten, niedriger als die Lufttemperatur an der Oberfläche sich zeigenden abweichen und es wird keine Abschmelzung eintreten. Je dicker dagegen ein Gletscher ist, desto mächtiger wird auch die Dicke der tieferen Schichten sein, welche eine Temperatur über jener konstanten besitzen. Je weniger diese konstante Temperatur unter Null liegt, je dicker die Masse ist, welche unter der Schichte mit jener konstanten Temperatur liegt, desto energischer wird die Abschmelzung auf dem Grunde eintreten. Das letztere soll die auf den ersten Blick bestrebende Erscheinung erklären, daß auch im hohen Norden die Gletscherbäche selbst im Winter nicht versiegen, wie dies namentlich für

die Gletscher Grönlands nachgewiesen ist, welche ja eine ganz besondere Dicke haben.

Könnten wir sicher bestimmen, wie weit und in welchem Grade die Kälte in das Eis eindringt, so würden wir auch mit mehr Sicherheit etwas über den Betrag der Abschmelzung auf dem Grunde aussagen können. So lange das aber nicht der Fall ist, werden wir kaum mehr sagen können als das, daß bei dickeren Gletschern eine Abschmelzung auf dem Grunde eintreten wird, die, wenn sie auch nicht bis zum Firn hinauf stattfinden sollte, jedenfalls in den tieferen Theilen des Gletschers und namentlich am Ende der weit in das Thal herabsteigenden vorhanden sein wird. Da nun die Temperatur des schmelzenden Eises nicht unter Null Grad sein kann, so geht daraus das für die Bewegung des Gletschers nicht unwichtige Resultat hervor, daß auch auf dem Grunde die Plastizität des Eises bei dickeren Gletschern dem Maximum nahe sein muß.

So einfach nach dem zuletzt Erwähnten diese Verhältnisse der Abschmelzung auf der Unterfläche rein theoretisch betrachtet erscheinen, so räthselhaft sind dieselben doch, wenn wir die angebliebenen Resultate derselben nun in der Wirklichkeit betrachten, d. h. wenn wir die Verhältnisse der Gletscherbäche mit dieser Theorie vergleichen. Auf den ersten Blick erscheint ja das ganz selbstverständlich, daß größere Gletscher auch im Winter das Schmelzwasser als Gletscherbach abfließen lassen, ebenso auch, daß der Bach im Winter viel kleiner werden müsse als im Sommer, weil im Sommer noch die bedeutende Masse des an der Oberfläche geschmolzenen Wassers zu dem durch die Abschmelzung auf dem Grunde gebildeten hinzukomme. Man kommt unwillkürlich zu der Vorstellung, der Gletscherbach des Winters könne uns den Betrag der Abschmelzung auf dem Grunde zu messen gestatten, da er wohl größtenteils von dieser herrührt. Man hat nun zwar auch noch andere Quellen für dieses Winterwasser herbeigezogen und Heim stellt folgende

4 von verschiedenen Naturforschern angegebene zusammen, nämlich

- a) allmähliche Ausfrierung des im Sommer in den Haarspalten aufgespeicherten Wasserüberflusses,
- b) Quellen unter den Gletschern,
- c) innere Schmelzung durch den Mechanismus der Bewegung, Druck, Reibung am Grunde,
- d) Erdwärme.

Alle diese 4 Quellen nehmen aber, mit Ausnahme von der sub b. erwähnten, ihr Wasser aus dem Gletscher, liefern eben auch Schmelzwasser. Und nun ergibt sich eben bei genauerer Betrachtung die Schwierigkeit, wenn man die scheinbar so geringe Wassermenge des Winters dem Gletscher entnehmen will, daß man dann die Folgen davon nicht gewahr wird, und noch größer wird die Schwierigkeit, woher man die große Wasserfülle des Sommers nehmen soll, da der Gletscher wiederum nichts von den Folgen zeigt, welche eintreten müßten, wenn er allein das Wasser liefern würde. Wir werden das sofort klar einsehen, wenn wir an einigen Beispielen diese Schwierigkeiten ziffernmäßig näher ins Auge fassen.

Einer der wenigen von Naturforschern im Winter besuchte Gletscher ist die Mer de Glace. An ihrem Ende kommt der Arveiron hervor. Forbes und Tyndall haben konstatiert, daß derselbe auch im Winter fließe, und es schätzte Forbes seine Wassermenge noch auf 2 bis 5 cbm, Tyndall sagt nur, er sei noch bedeutend stark gewesen. Im Sommer ein breiter, reich strömender Bach sinkt er allmählich zu diesem Minimum des Winters herunter. Wir wollen nun annehmen, daß die mittlere Wassermenge für das ganze Winterhalbjahr Oktober bis März nur 6 cbm pro Sekunde betrage, was sicher eher zu wenig als zu viel sein dürfte. Nun hat das Jahr 31536000 Sekunden, also das halbe Jahr in runder Zahl 15 Millionen. Darnach würde sich die gesamte von dem

Arveiron aus dem Gletscher zu Tage geförderte Wassermasse auf 15×6 d. i. 80 Millionen Kubikmeter berechnen. Wir wollen nun annehmen, diese ganze Wassermasse werde durch Abschmelzung der Unterfläche des Gletschers oder überhaupt von dem Inneren des Gletschers geliefert, so ist offenbar, daß dadurch eine Verminderung des Volumens des Gletschers in gleichem Betrage eintreten und die Oberfläche dann nachsinken muß, da bei der Plastizität des Eises und dem gewaltigen Druck einer Eismasse von 300 bis 400 m, wie sie den großen Gletschern zugeschrieben wird, Hohlräume im Gletscher sich nicht erhalten können. Nehmen wir nun ferner an, der Boden und die Wände, somit auch die Unterseite des Gletschers habe eine muldenförmige oder auch dreieckige Gestalt von ca. 30° Neigung der Seitenwände, so wird der Flächeninhalt dieser, wenn die Oberfläche des Gletschers 11,5 qkm hat, in runder Zahl 15 qkm, also 15 Millionen Quadratmeter haben. Eine durch Schmelzung aus dem Gletscher entfernte Wassermasse von 80 Millionen cbm würde daher ein Nachsinken der ganzen Masse um $80 : 15$ d. i. 6 m zur Folge haben. *) Nun ist aber nach übereinstimmenden Beobachtungen und Angaben die jährliche Erniedrigung des Gletschers nur zu 3 m gefunden worden, während das im Winterhalbjahr allein ausfließende Wasser schon den doppelten Betrag zur Folge haben müßte, wenn durch Schmelzung des Gletschereises dieses Wasser geliefert würde.

Und in ganz ähnliche Verlegenheit geraten wir, wenn wir nun für sich allein auch das Sommerhalbjahr betrachten. Wir wählen, dies zu zeigen, den wohl am genauesten und dauerndsten untersuchten Margletscher.

*) Eigentlich noch etwas mehr, da ein Kubikmeter Eis nur etwa 0,9 cbm Wasser liefert; doch da es sich hier nur um Näherungswerte handelt, können wir das unberücksichtigt lassen.

Die Wassermenge des Unteraarbachs schwankte nach den Untersuchungen von Desor und Dollfuß im Sommer zwischen 69 cbm und 4 cbm in der Sekunde. Wir wollen als Mittel für das Sommerhalbjahr nur 10 cbm annehmen, so erhalten wir wieder für das halbe Jahr 10×15 Millionen d. i. 150 Millionen cbm. Der Flächeninhalt der Oberfläche beträgt 17 qkm. *) Nehmen wir die Unterfläche (oder Seitenfläche) zu 20 qkm an, also beide zusammen 37 qkm und ferner das, daß diese ganze Mantelfläche des Gletschers überall gleichmäßig abschmelze, so würde dieselbe, um die 150 Millionen cbm Wasser zu liefern, um $150 : 37$ d. i. 4,1 m sich erniedrigen, der nachsinkende Gletscher, da ja auch die Unterfläche wie die Oberfläche um diesen Betrag abgezehrt wird (mit Berücksichtigung der Neigung der Seitenflächen), in senkrechter Richtung im Sommerhalbjahre um 7,5 m sich erniedrigen, während, wie schon erwähnt wurde, für das ganze Jahr die Erniedrigung nur zu 3 m gefunden wurde.

Wir sehen aus diesen Rechnungen jedenfalls soviel hervor- gehen, daß die Abschmelzung des Gletschers nur den all- geringsten Teil des Wassers im Gletscherbache liefern kann. Nehmen wir nämlich als mittlere Größe der Ablation 3 m der Oberfläche an, so ergiebt dies 3×17 d. i. 51 Millionen cbm Wassers; würde dieselbe ganz gleichmäßig ähnlich einer Quelle das ganze Jahr als Gletscherbach abfließen, so würde derselbe in jeder Sekunde nur 1,6 cbm Wasser führen. Wir müssen daher auch noch andere Wasser liefernde Faktoren herbeiziehen. Solche sind nun auch verschiedene nachzuweisen: das nament- lich im Sommer an den Seiten herabrieselnde Wasser, und Quellen auf dem Grunde, die ihr Wasser dem Gletscher zu- führen können, dazu kommt Regen und Tau.

Man sieht aber ohne weiteres, daß alle diese Wasser

*) Wir legen hier die von Heim gefundene größere Zahl zu Grunde.

liefernden Faktoren*) nur im Sommer wirksam sind, und nur ein einziger, welcher Sommer und Winter gleich bleiben kann, nämlich Quellen, welche auf dem Grunde des Gletschers hervorkommen. Und wenn wir alle die erwähnten Schwierigkeiten ins Auge fassen, welche wir finden, wenn wir auch im Winter die Gletscherbäche von der Abschmelzung herleiten wollen, so erscheint es allerdings am geratensten anzunehmen, daß die Gletscherbäche namentlich im Winter größtenteils von Quellen herrühren; dann erklärt sich auch sehr einfach die Thatsache, daß für manche große Gletscher ein völliges oder fast völliges Versiegen des Baches behauptet wird. Quellen können natürlich in sehr verschiedener Zahl und Reichhaltigkeit unter den verschiedenen Gletschern sein, ihr Wasser kann zeitweise im Gletscher zurückgehalten werden, aber die Verhältnisse der Abschmelzung durch die Erdwärme können bei großen Gletschern nicht so verschieden sein.

Mit der Annahme, daß Quellen hauptsächlich, wenigstens im Winter, das Wasser des Baches liefern, entgehen wir auch noch einer anderen Schwierigkeit, welche uns die Annahme bereitet, daß das von der Erdwärme geschmolzene Eis der Unterflache den Bach ernähre. Es ist nämlich die meines Wissens noch nie erörterte Schwierigkeit, wie das Wasser aus dem Gletscher herauskomme.

Dicke Gletscher — und nur bei solchen kann ja von einer merklichen Abschmelzung auf dem Grunde die Rede sein — üben einen ganz kolossalen Druck auf ihre Unterlage aus, wie

*) Vielleicht möchte jemand auch die Ablation des Firnes noch herbeiziehen wollen. Auch diese würde aber nur im Sommer wirksam sein können. Die allgemeine Annahme, daß das wenige Schmelzwasser des Firnes zur Vergrößerung der tieferen Firnkörner und Umwandlung derselben in Gletschereis diene, zeigt jedenfalls, daß im Gletscherbach kein oder nur eine höchst geringe Menge Wasser von geschmolzenem Firn herrühre.

daß ja immer bei der Erklärung der mechanischen Wirkung des Gletschers auf seinen Grund besonders betont wird. Bei Null Grad hat das Eis aber das Maximum von Plastizität, und wenn nun auf dem Grunde eine Abschmelzung eintritt, so muß vermöge dieser letzteren Eigenschaft sofort wieder die Unterfläche fest an den felsigen Grund angedrückt werden, überhaupt jeder Hohlraum, der sich bildet, muß in kürzester Zeit wieder durch den Druck der Massen ringsherum beseitigt werden. Man denke sich nur irgend eine plastische Masse, wie Lehm oder Wachs, unter einem Druck von etwa 10 Atmosphären auf einer noch so unebenen Unterlage, so ist ja unvermeidlich, daß dieselbe vollkommen an dieselbe sich anschließt und jeder Hohlraum würde auch hier sofort wieder durch nachrückende Masse zum Verschwinden gebracht.

Unter diesen Umständen ist es nicht wohl einzusehen, wie das Schmelzwasser nach außen gelangen, und wo es einen offenen Weg finden soll, um an das Ende des Gletschers und in den Gletscherbach zu fließen. Man hat zwar früher die Haarspalten als diese Kanäle bezeichnet und den Gletscher mit einem Schwamme verglichen, der bis zu einem bestimmten Grade Wasser aufsaugt und festhalte und das über diese Grenzen eindringende Wasser fahren lasse. Allein solche Haarspalten existieren eben in der Tiefe nicht; wie wir schon S. 47 erwähnten, sind sie nicht tiefer als in 2 bis 3 m für Wasser durchgängig, und am allerwenigsten würden sie auf dem Grunde durchgängig für Wasser sein können. Die Spalten des Gletschers gehen, so viel bis jetzt wenigstens bekannt ist, nicht bis auf den Grund des Gletschers, haben je im allgemeinen eine senkrechte Richtung und stehen in horizontaler Richtung nur höchst selten an sehr zerklüfteten Stellen mit einander in Verbindung. Im Winter, wo ja die äußerste Kälte bis auf den Grund der Spalten dringen kann, würden sie ohnedies kein flüssiges Wasser auf größere Strecken be-

fördern können und das Gleiche gilt auch für die hie und da zwischen Eis und Ufer sich findenden ebenfalls nicht weit hinreichenden Klüfte. Dagegen verschwindet diese Schwierigkeit, wenn wir Quellen auf dem Grunde des Gletschers annehmen. Allen diesen Quellen müssen wir eine Temperatur über Null zuschreiben; wie viel Grade über Null sie bei dem Austritt aus dem Gestein auf der Thalsohle, welche der Gletscher ausfüllt, haben, läßt sich natürlich nicht bestimmen, es rührt dies ja bekanntlich nur davon her, wie tief sie vorher unter die Oberfläche des Bodens gelangt waren. Haben sie eine höhere Temperatur und sind sie ergiebig, so werden sie das mit ihnen in Berührung kommende Eis und das neu nachrückende zum Schmelzen bringen und sich einen Weg unter dem Eise bis zum Ende desselben stets freihalten, wobei nicht ausgeschlossen ist, daß bei starker anhaltender Kälte und geringer Wasserfülle der Quellen ihnen eine Zeitlang der Ausgang vollkommen verschlossen wird und sich Wasser im Gletscher ansammelt. Was eine solche Quelle vermag, dafür giebt ein höchst belehrendes Beispiel die mitten durch das dicke Binneneis der grönländischen Küste nach oben hin sich bahnbrechende warme Quelle, die Nordenfjöld dort entdeckte. Mit solchem Quellwasser kann sich dann Schmelzwasser vereinigen und wird sich auch ganz sicher namentlich in der wärmeren Jahreszeit damit vereinigen. Denn der große Unterschied in der Menge des von dem Gletscherbache im Winter und Sommer gelieferten Wassers läßt sich kaum, jedenfalls nur unten sehr willkürlichen und unnatürlichen Voraussetzungen, auf den Wechsel in der Wasserfülle dieser Quellen zurückführen. Die Menge von mineralischen staubartigen Bestandteilen, welche im Sommer die Gletscherbäche trüben, zeigen auch, daß eben das Schmelzwasser der Gletscheroberfläche seinen Weg zum Gletscherbache finde, wie das fast gänzliche Fehlen derselben im Winter wiederum dafür spricht, daß dieses Winterwasser Quellwasser sei.

Fassen wir demnach das über die Temperaturverhältnisse des Gletschergrundes und die Abschmelzung auf demselben Erörterte zusammen, so können wir nur sagen: Es ist höchst wahrscheinlich, daß dicke Gletscher auf ihrem Grunde abschmelzen, aber auch das Fließen des Gletscherbaches im Winter ist kein Beweis dafür, wie das Fehlen eines solchen kein Beweis dagegen ist. Ein Teil des Wassers der Gletscherbäche wird bei den immer fließenden sicher von Quellen, die auf dem Grunde des Gletschers hervorbreachen, geliefert, denen vorzugsweise auch das Schaffen von Abzugsrinnen für das Schmelzwasser zuzuschreiben ist.

Nachdem wir uns so über die Bewegungen des Gletschers, über sein Verhalten in der Tiefe und auf seinem Grunde, soweit eben das letztere möglich ist, Aufschluß verschafft haben, können wir zu der so vielfach erörterten Frage nach der Wirkung derselben übergehen.

Bekanntlich stehen sich in dieser Beziehung die Anschauungen außerordentlich schroff gegenüber. Sehen wir nämlich von den untergeordneten, für die Gestaltung der Erdoberfläche jedenfalls ganz gleichgültigen, durch die Beobachtung leicht zu ermittelnden Wirkungen des Ritzens der Felsen und ähnlichen gleich näher zu besprechenden ab, so können wir die Streitfrage kurz dahin formulieren: Ist der Gletscher imstande, Thäler und Seen auszuhebeln, wie man es gewöhnlich bezeichnet, oder kann er das in merklicher Weise nicht? Die einen bejahen nun diese Frage eben so entschieden, als sie von den anderen verneint wird. Die ersteren schreiben also dem Gletscher eine sehr entschiedene Wirkung auf die Gestaltung der Thäler und Seen zu, die letzteren gehen zum Teile soweit, die Gletscher geradezu als etwas die Thalbildung zum Stillstande Bringendes, als ein konservierendes Element anzusehen.

Selbstverständlich wären so diametral entgegengesetzte Anschauungen gar nicht möglich, wenn wir irgendwo durch Beobachtung Thatfachen ermitteln könnten, welche unzweifelhaft die eine derselben als falsch erscheinen ließen. Nun berufen sich allerdings beide Parteien auf Erscheinungen, die ihre Meinung als die einzig richtige erweisen sollen, aber diese Erscheinungen sind eben immer noch sehr verschiedener Deutung und Verwertung in dem einen oder andern Sinne fähig und es müssen immer erst wieder theoretische Voraussetzungen und Erörterungen zu den, wie wir hier gleich hinzufügen wollen, nur in sehr unzureichendem Maße möglichen Beobachtungen hinzukommen, um irgend welche Schlüsse in dieser Beziehung ziehen zu können.

Sehen wir uns daher, ehe wir ein Urtheil über diese beiden so grundverschiedenen Anschauungen aussprechen, zunächst etwas näher die Erscheinungen an, welche unsere jetzigen Gletscher darbieten, aus denen sich ein Schluß auf ihre Wirkung ziehen läßt. Da werden wir nun sofort gewahr, daß wir nur eine geringe Menge zu diesem Zwecke und besonders zur allensfalligen Entscheidung in der vorliegenden Streitfrage verwendbarer Thatfachen beobachten können. Denn wir können nur an den äußersten Rändern des Gletschers solche Beobachtungen machen, nur an dem unteren Ende, wenn er sich etwas zurückzieht oder auch vorgeht, und nur an dem obersten Teil der Seitenwände, wenn er dünner wird und so ebenfalls vorher von ihm bedeckte Stellen sichtbar werden läßt.

Was wir hier nun gewahren, ist folgendes: Die Ränder des Gletschers, d. h. die Seitenwände des Thales, durch welches derselbe fließt, zeigen sich an den scharfen Kanten und Ecken, welche die Felswände bilden, mehr oder weniger abgerundet, namentlich an den stark vorspringenden Pfeilern und Höckern oft förmlich poliert. Außerdem zeigen dieselben höchst charakteristische Rizen und Streifen, die etwas thalabwärts geneigt

wie mit einem Diamantensplitter eingerissen über alle abgeschliffenen Felsen sich hinziehen.

Ganz ähnlich verhält sich der Thalboden, von dem sich der Gletscher zurückgezogen hat, wenn man das Gerölle, den Sand und Lehm, der ihn bis zum jetzigen Ende des Gletschers bedeckt, entfernt. Das feste Gestein der Thalsohle zeigt sich ebenfalls abgeschliffen, poliert und gerikt. Die Geröllmassen vor dem Gletscher sind theils eckige, von den gewöhnlichen Felsstrümmern nicht verschiedene Steinstücke, theils sind sie ebenfalls abgerundet, poliert und gerikt.

Die Entstehung dieser Beschaffenheit der Felsmassen, welche mit dem Gletscher in Berührung waren, ist sehr leicht zu erklären. Fortwährend rollen ja von den Abhängen größere und kleinere Trümmer auf die Seiten des Gletschers herab, viele geraten zwischen Eis und Wand in die Randklüfte und Randspalten des Gletschers und wenn sich durch die Bewegung des Gletschers dieselben wieder schließen, so werden die im Eise eingeschlossenen Steine an den Felswänden vorübergeführt und reiben sich an denselben. Das feinere, bei diesem Reibungsprozeß losgesprengte oder abgeschliffene Material wirkt wie feineres Schleispulver, im feinsten mehligem Zustand als Poliermittel, und die härtesten feinsplitterigen Massen oder die scharfen Ecken der Fragmente, wie sie z. B. der so häufige Bergkrystall beim Zerbrechen immer aufweist, reißen die feinen Linien ein, welche sich in der Richtung der Gletscherbewegung über die abgeschliffenen Felswände hinziehen.

Ganz in derselben Weise entstehen nun auch die gleichen, am Gletscherende, wenn es sich zurückzieht, wahrnehmbaren Erscheinungen. Diejenigen Massen nämlich, das feinste Material als Lehm bezeichnet, Sand, kleines Gerölle, welches sehr deutlich die Spuren der mechanischen Zerkleinerung, Abrundung und Streifung, durch die Thätigkeit des Gletschers erkennen läßt, sind auf dem Grunde desselben dieser Einwirkung unterworfen

gewesen, während die keine Spur solcher Bearbeitung zeigenden eckigen Fragmente größtenteils von der Oberfläche des Gletschers herabgerollte Blöcke sind. Nicht selten gehen von dem Ende des Gletschers Gänge auf dem Grunde desselben in den Gletscher hinein; geht man diesen nach, so findet man auch hier den Gletscherboden in ähnlicher Weise bearbeitet und mit feineren und größeren Gesteinsmassen bedeckt. Man bezeichnet diese Massen neuerdings allgemein als Grundmoräne. Das Material zu derselben hat verschiedenen Ursprung, ein Teil ist offenbar aus den Blöcken und Trümmern entstanden, die ursprünglich auf dem Gletscher lagen und durch die größeren Spalten in die Tiefe gelangten. Auch wenn sie in diesen, die ja an mächtigen Gletschern den Grund nicht erreichen, anfangs noch weit vom Grunde entfernt lagen, konnten sie doch gegen das Ende des Gletschers auf den Boden kommen, einmal indem sie in dem gegen das Ende des Gletschers jedenfalls nur Null Grad oder kaum Bruchteile eines Grades darüber zeigenden und daher sehr plastischen Eise durch ihr eigenes Gewicht allmählich tiefer sinken konnten, dann auch noch dadurch, daß gegen das untere Ende hin jedenfalls die von unten einwirkende Abschmelzung die Eisschichten zwischen dem Blocke und dem Boden allmählich aufzehrte. Ein Teil aber, wie Heim ganz richtig bemerkt, kann und wird von dem Gerölle herrühren, das vor dem Erscheinen der Gletscher schon den Boden bedeckte.

Das ist so ziemlich alles, was wir von der jetzigen Wirkung der Gletscher beobachten können. Wie bei der Bewegung des Gletschers uns derselbe nur an der Oberfläche und am Ende dieselbe zu beobachten gestattet, so läßt er uns auch seine Wirkung nur an den Säumen seines Mantels sehen, der alles bedeckt, was in der Tiefe vor sich geht.

Diesenigen nun, welche den Gletschern eine so gewaltige Thal und Seen aushobelnde Wirkung zuschreiben, machen, ohne es sich wohl klar bewußt zu sein, zwei Voraussetzungen, von

denen sich keine eigentlich direkt durch den Augenschein beweisen, aber auch nicht widerlegen läßt. Das würde nun noch kein Beweis gegen die Richtigkeit ihrer Schlußfolgerung sein, aber wir werden sehen, daß diese Voraussetzungen noch andere Erscheinungen zur Folge haben müßten, von denen man eben nichts gewahr wird.

Die eine dieser beiden Voraussetzungen ist die, daß diese hobelnde Wirkung des Gletschers sehr bedeutend sei, auch verglichen mit der Wirkung des Wassers eine ganz erhebliche. Man beruft sich, um diese Voraussetzung zu rechtfertigen, auf den ungeheuren Druck, mit dem sich eine so mächtige Eismasse über ihren Grund bewege.

Durch diesen großen Druck bekämen die von dem Eise eingeschlossenen Gesteinstrümmer eine sehr bedeutende Kraft, wie ein stark aufgedrückter Hobel, und daher müßte auch der Erfolg ihrer Arbeit ein sehr bedeutender sein. Offenbar liegt diesem Gleichnisse noch die alte Rutschtheorie zu Grunde, nach welcher der Gletscher als ein Ganzes thalabwärts rutscht, doch mag immerhin noch dasselbe beibehalten werden, indem man jedes einzelne im Eise enthaltene Gesteinsstück mit einem Hobeleisen vergleichen kann. Nach dieser Voraussetzung ist die Wirkung wesentlich abhängig von dem Drucke und selbstverständlich auch von der Geschwindigkeit der Bewegung. Von dem ersteren wissen wir nun, daß er mit der Tiefe zunimmt, also auf dem Grunde am stärksten sein muß, dagegen von der Geschwindigkeit wissen wir nur, daß sie am Rande schwächer ist als in der Mitte, oben rascher als in der Tiefe. Nun können wir zwar die Zunahme des Druckes von der Oberfläche zu der Tiefe genauer bestimmen, da wir ja das Gewicht des Eises kennen, aber in welchem Verhältnisse die Geschwindigkeit von der Oberfläche zur Tiefe, sowohl am Rande als in der Mitte abnimmt, davon wissen wir nichts Sicheres. Wir sind daher nicht imstande zu sagen, ob hinsichtlich der

Wirkung der mit der Tiefe zunehmende Druck über den Einfluß der verminderten Geschwindigkeit die Oberhand gewinne oder ob die Verminderung der Geschwindigkeit verhältnismäßig die Wirkung mehr beeinträchtigt, als der erhöhte Druck sie begünstigt*). Schon wenn wir dies erwägen, muß es uns im höchsten Grade unwahrscheinlich vorkommen, daß der Gletscher auch nur eine einigermaßen bemerkenswerte Wirkung ausübe. Wir wissen ja, daß gerade am Rande die Bewegung eine ganz außerordentlich geringe ist, selbst in der Entfernung von einigen Metern nur 1 cm in 24 Stunden betrage und daß nur an einzelnen Stellen, nicht überall, das Eis mit Gesteinstrümmern versehen ist, so daß, da das reine Eis den Felsen nicht angreift, nur zeitweise eine solche abschleifende Wirkung eintreten kann.

In noch höherem Grade gilt dies für den Grund des Gletschers; auch hier ist sicher die Bewegung eine sehr geringe und die Menge der Gesteinstrümmern im Eise jedenfalls eine noch geringere, da auf der Mitte des Gletschers verhältnismäßig sehr wenig Blöcke liegen, die Spalten, wie wir schon erwähnten, nicht auf den Boden reichen, daher auch von den wenigen Blöcken, die in Spalten fallen, nur die wenigsten den Grund und auch diesen nur nahe dem Ende erreichen können, um ihre hobelnde Thätigkeit zu beginnen, die so jedenfalls in den oberen Gegenden des Gletschers sich nicht einstellen kann.

Aber auch noch in anderer Weise können wir durch Thatfachen nachweisen, daß von einer thalauhobelnden Wirkung

*) Von dem bekannten Satze der Mechanik ausgehend, daß die Wirkung zweier Massen M und m mit den Geschwindigkeiten V und v gleich sei $\frac{1}{2} MV^2$ und $\frac{1}{2} mv^2$, ergiebt sich das Verhältniß für das Gleichbleiben der Wirkung in unserem Beispiele, wenn $M : m = V^2 : v^2$. M wächst mit der Tiefe so, daß der Druck in 1 m Tiefe = 1 angenommen in 400 m Tiefe 400 ist; nimmt dann die Geschwindigkeit bis 400 m um das 20fache ab, d. h. ist sie $\frac{1}{20}$ von der in 1 m Tiefe, so ist das Produkt in beiden Fällen gleich.

der Gletscher keine Rede sein kann, und daß die Wirkung derselben nahezu gleich Null zu setzen ist.

Wenn wir uns fragen, wo wird der Gletscher am stärksten wirken, so wird jeder ohne weiteres antworten: da, wo am meisten Gesteinstrümmer in dem Eise sind, und das ist ganz unzweifelhaft oben an den Rändern zwischen den Seiten des Gletschers und den Wänden des Thales.

Wie sich der Grund in dieser Beziehung übrigens im Verhältnisse zu den Seitenwänden verhalte, ist, wie wir gleich zeigen werden, für unsere Beweisführung ohne allen Einfluß. Jedenfalls nimmt die Menge der Gesteinstrümmer an den Seitenwänden des Gletschers von der Oberfläche nach der Tiefe und ebenso die Geschwindigkeit der Bewegung ab. Wir können unter diesen Umständen den Gletscher besser mit einer dreiseitigen oder halbrunden Feile je nach der Form des Gletscherthales vergleichen, indem die in den Gletscherseiten stehenden

Gesteinstrümmer mehr der Rauigkeit einer Feile als der glatten Schneide eines Hobels entsprechen. Dann muß aber auch die Wirkung eine ähnliche sein. Denken wir uns nun einen Gletscher von dem Querschnitte $a b c$, Figur 6, immer und immer sich fortbewegend und diese

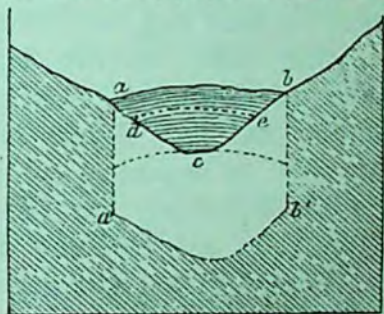


Fig. 6.

feilende Wirkung ausübend, so müßte in sehr langer Zeit dadurch a nach a' , b nach b' , c nach c' gelangen, d. h. wir müßten senkrecht abfallende Wände unmittelbar über dem Gletscher finden, denen ebensogut als eine dreieckige Feile, die stets in derselben Richtung horizontal geführt wird, eine mit senkrechten Seiten versehene Rinne erzeugen muß, müßte es auch ein Gletscher zu Wege bringen. Nun sehen wir aber

davon auch nicht das Geringste. Hat sich durch die stärkere Abschmelzung ein Gletscher erniedrigt, so daß wir die von ihm bearbeiteten Wände zwischen a d und b e untersuchen können, so bilden dieselben einfach die in ihrer Neigung nicht geänderte Fortsetzung der Thalwände. Bei den meisten Gletschern können wir bis hoch über den jetzigen Stand hinauf die Abschleifung wahrnehmen, aber immer sehen wir die gleiche Erscheinung, nämlich ober- und unterhalb dieser früheren Gletschergrenzen ist die Neigung der Thalwände die gleiche*), der Gletscher hat also die Form des Thales nicht verändert. Sein Hobeln und Feilen ist, solange es auch gewährt haben mag, unmerklich geblieben.

Wenn nun in der immerhin ziemlich langen Zeit, welche die Gletscher in ihren jetzigen Betten wirken, nichts von einer Ausweitung derselben bemerkt ist, so ist der Schluß, daß die Gletscher zur Thalbildung beitragen, ein mit den Thatfachen durchaus nicht in Einklang zu bringender.

Das bisher Erörterte bezieht sich nur auf die Seitenwände des Gletschers, nicht auf seinen Grund. Gerade die Wirkung auf dem Grunde der Gletscher ist es aber, welche namentlich in Beziehung auf die Frage der Thalvertiefung und der Seebildung von besonderer Bedeutung ist und wir müssen daher auch diese noch etwas näher betrachten.

Leider läßt uns hier auch die Beobachtung an den jetzigen Gletschern fast völlig im Stich und wir müssen uns lediglich an theoretische Voraussetzungen und Deutungen der vor langer Zeit von den ausgedehnten Gletschern der Eiszeit hinterlassenen Erscheinungen halten, die selbstverständlich meistens sehr unsicher und ansehnlich sind. Immerhin wird es aber auch hier am geratensten sein, von unseren jetzigen Gletschern auszugehen.

*) Unregelmäßigkeiten durch den Schichtenbau und die Verschiedenheit der Gesteinsbeschaffenheit bedingt kommen natürlich auch hier vor.

Wir haben schon oben erwähnt, daß wir Beobachtungen nur am Gletscherende anstellen können, wenn sich derselbe vorwärts schiebt oder zurückzieht. Beim Vorwärtsschieben beobachtet man nun zunächst nur die Thatfache, daß der Boden, auch wenn er ganz locker ist, aus Sand, Gerölle besteht, oder auch Wiesengrund bildet, nicht im geringsten von dem Gletscher beschädigt oder aufgerissen wird; doch kommen auch Fälle vor, wo der Gletscher den Boden aufreißt, Steine und Rasen vor sich herschiebt. Unter welchen Umständen er das letztere thut, geht aus den darüber vorliegenden Mittheilungen nicht hervor, jedenfalls sehen wir daraus, daß es ganz besonderer Umstände bedarf, um ein solches Vorseitigen lockerer Masse zuwege zu bringen. Eines ist jedoch ganz sicher, nämlich das, daß man niemals beachtet hat, daß ein Gletscher auch nur die geringste muldenförmige Vertiefung im festen Boden erzeugt habe, die als der Anfang eines wenn auch noch so bescheidenen Seeleins angesehen werden könnte. Wenn sich ein Gletscher auch noch so weit zurückzieht, und es sind solche Rückzüge um 1000 m schon beobachtet worden, nie sieht man, auch nach Entfernung des Schuttes, irgend eine Vertiefung, die der Gletscher ausgehobelt hätte.

Und ganz dasselbe beobachtet man auch, wenn man die alten, früher so ungeheuer ausgedehnten Gletscherbetten untersucht. Auch sie haben sich, ohne die geringste Einwirkung hervorzurufen, über ältere Geschiebe-, Geröll- und Sandlager hinweg, aber auch hie und da teilweise dieselben etwas verschoben; doch gilt auch für sie dasselbe wie für die jetzigen, daß wir nämlich da, wo wir die Felsen des Grundes von ihnen bearbeitet sehen, nirgends eine Vertiefung finden, welche sie ausgehobelt hätten. Nun behaupten allerdings die Anhänger der Theorie von der Seebildung durch Gletscher, eben die Seen seien diese Vertiefungen. Aber wir können eben in diesem Falle, wo es sich um längst vergangene Erscheinungen handelt,

jetzt nur noch beobachten: Es sind Vertiefungen da, aber nicht, daß sie der Gletscher gebildet habe. Für diese Frage giebt uns also die direkte Beobachtung keinen sicheren Anhaltspunkt und wir sind wieder bei ihrer Beantwortung auf theoretische Erwägungen angewiesen. Bei näherer und ganz unbefangener Betrachtung der dabei maßgebenden einzelnen Faktoren wird man wohl zu demselben Schlusse gelangen, den wir auch aus dem, was die Beobachtung in Beziehung auf die Thalbildung durch die Gletscher ergiebt, gezogen haben, nämlich zu dem, daß sich die Seebildung durch die hobelnde Thätigkeit der Gletscher nicht beweisen, aber auch bei dem gegenwärtigen Standpunkt unserer Kenntnisse über die Bewegung und Wirkung der Gletscher nicht völlig widerlegen läßt, daß sie aber im höchsten Grade unwahrscheinlich sei.

Daß sie nicht direkt sich beweisen läßt, braucht nach dem eben Erörterten keiner weiteren Auseinandersetzung. Daß sie sich nicht völlig widerlegen läßt, ist deswegen schon zuzugestehen, weil wir zweierlei nicht leugnen können, nämlich die Möglichkeit, daß ein Gletscher seinen Grund etwas abtrage, und daß dieses ungleich geschehen könne. Der Anhänger der Hobeltheorie wird dann sofort sagen: Mehr brauche ich nicht, damit bin ich ganz zufrieden und mache ich „im Lauf der Geschichte“ soviel Seen, als mir gefällt, und man sieht ohne weiteres, daß der größere oder geringere Grad der Wahrscheinlichkeit dieser Theorie ebenso wesentlich von dem Verhältnisse der Zeitdauer dieser Wirkung zu ihrem Betrage abhängt, wie die in dem scherzhaften Gedichte B. v. Scheffels ausgesprochene Theorie der Guanovögel.

So handelt es sich also dann in unserem Falle darum: Können wir diese ungleiche Wirkung der Gletscher und die Zeitdauer derselben so beträchtlich annehmen, daß sie eine derartige Folge, wie die Bildung unserer großen Seen, zuwege bringen konnte?

Betrachten wir zunächst kurz die Wirkung der Gletscher nach dieser Seite. Auf den ersten Blick könnte es scheinen, als ob bei der so ungeheuren Mächtigkeit, wie sie den alten Gletschern zugeschrieben wird, dieselbe auch auf ihrem Grunde ein in demselben Verhältnisse stärkere sein mußte als die unserer jetzigen Gletscher, in welchem sie diese an Mächtigkeit übertraf und zwar aus dem doppelten Grunde, weil der Druck im direkten Verhältnisse zur Dicke wächst, und weil ihre Grundmoränen in demselben Grade mächtiger gewesen wären als die unserer jetzigen Eisströme. Eine einfache Erwägung der physikalischen Verhältnisse zeigt jedoch, daß diese Annahme völlig ungerechtfertigt ist und daß die Wirkung jener alten Gletscher eher geringer als stärker wie die unserer jetzigen angenommen werden muß, daß sie hinsichtlich ihrer Wirkung auf ihren Grund in ungünstigeren Verhältnissen sich befanden als unsere jetzigen Gletscher.

Ganz richtig ist es natürlich, daß eine 1000 m mächtige Eismasse 5 mal so stark auf ihre Unterlage drückt als eine 200 m mächtige, aber nur dann wäre es erlaubt, die abschleifende oder auszuhobelnde Wirkung der ersteren auch in demselben Verhältnisse stärker anzunehmen, wenn dieselbe allein vom Druck abhinge. Wie wir schon erwähnten (S. 68), kommt bei jeder derartigen Wirkung und zwar in viel höherem Grade die Geschwindigkeit der Bewegung in Betracht. Aus physikalischen Gründen müssen wir dieselbe aber unter sonst gleichen Verhältnissen bei dickeren Gletschern auf dem Grunde langsamer annehmen als bei dünneren, weil ja bekanntlich der Reibungswiderstand mit dem Drucke zunimmt, bei dickeren Gletschern also größer wird, und weil ja nach den vorliegenden Beobachtungen die Bewegung nach der Tiefe immer mehr abnimmt. Man könnte nun einwenden: Die alten Gletscher haben sich viel rascher an ihrer Oberfläche bewegt als die jetzigen und können sich demnach auch in der Tiefe etwas rascher

bewegt haben. Allein auch diese Behauptung hat sehr wenig Wahrscheinlichkeit für sich, weil wir aus den topographischen Verhältnissen ohne weiteres entnehmen können, daß die Neigung jener alten Gletscher viel geringer gewesen sein muß als die unserer jetzigen großen.

Das günstigste Verhältniß für die Neigung, d. h. dasjenige, welches uns den größten Neigungswinkel des Eisstromes liefert, ist das, wenn wir uns von der höchsten Höhe, aus welcher ein Gletscher herabkommt, eine gerade Linie nach seinem Ende gezogen denken, die sog. mittlere Neigung (s. S. 23) für ihn als Neigung seines Eisstromes annehmen. Berechnen wir z. B. für den alten Gletscher, der sich von der Zentralfette der Alpen bis München erstreckte, diese mittlere Neigung, wobei wir den oberen Anfang des Gletschers in einer Höhe von 3500 m, sein unteres Ende in 500 m setzen wollen. Die Strecke zwischen beiden ergiebt sich in runder Zahl zu 120000 m, woraus sich die mittlere Neigung wie $2000 : 120000$ oder wie $1 : 60$ ergiebt. Es entspricht das einem Winkel von nicht ganz 35 Minuten. Ein Blick auf die S. 24 mitgetheilten mittleren Neigungen unserer jetzigen größten Gletscher zeigt uns, daß die geringste mittlere Neigung dieser $1 : 9$ ergab, also 6fach stärker als die jenes alten Gletschers sich herausstellt. Wir sehen also, daß wir keinen Grund haben, für jene alten Gletscher eine raschere Bewegung anzunehmen.

Aber selbst wenn wir dieses zugestehen wollten, würde daraus immer noch nicht eine stärkere Wirkung auf ihren Grund abzuleiten sein. Nicht das bewegte Eis ist es ja, was den Grund abschleift, sondern das durch das Eis über denselben fortbewegte Gesteinsmaterial. Halten wir das fest, so wird sofort auch einleuchten, daß die alten dickeren Gletscher eben wegen ihrer größeren Dike nicht eine stärkere, sondern im Gegenteil eine noch geringere thalauhobende Wirkung haben

mußten als die jetzigen, und zwar aus einem doppelten Grunde, einmal weil die Menge der Gesteinstrümmer auf dem Boden der alten Gletscher eine verhältnißmäßig geringere sein mußte und weil sie sich unter ungünstigeren Bedingungen für ihre Wirksamkeit befanden.

Darüber möchte wohl keine Meinungsverschiedenheit stattfinden, daß der größte Teil der heutigen Grundmoränen von den Wänden der Thäler stamme, durch welche sich der Gletscher bewegt, sei es, daß dieselben zwischen Thalwand und Gletscher in die Tiefe gelangen oder durch Spalten, nachdem sie als Mittelmoränen eine Zeitlang sich fortbewegt haben. Sie sind gebildet von Trümmern, welche die Verwitterung gelöst hat. Wenn aber eine ungeheure Eisdecke von den Zentralalpen bis in die Vorlande hinaus vorhanden war, so konnten nur wenige isolierte Spitzen aus derselben heraussehen, die Verwitterung konnte daher nur an wenigen Stellen thätig sein, weitaus der größte Teil der Eisströme mußte blockfrei sein. Und diese spärlichen Trümmer konnten durch den viel dickeren Gletscher hindurch viel weniger leicht auf den Grund desselben gelangen. Daß sie sich hier aber unter ungünstigeren Bedingungen für ihre Arbeitsleistung befanden, ist ebenfalls leicht zu erweisen. Aus dem S. 56 über die Temperatur auf dem Grunde der Gletscher Erörterten fanden wir, daß, je dicker ein Gletscher sei, destomehr erreiche er hier das Maximum der Plastizität oder Nachgiebigkeit des Eises. Welchen Einfluß es für die behauptete ausschleifende Wirkung des Gletschers habe, können wir am besten an einem Beispiele anderer Art zeigen. Nehmen wir an, wir wollten eine Glasplatte abschleifen. Nehmen wir nun eine Wachsplatte, bestreuen dieselbe mit Schmirgel, so werden wir ganz gut das Glas so abschleifen können, wenn wir die Wachstafel nicht stark ausdrücken und wenn die Temperatur eine niedrige ist. Ist aber die Wärme im Zimmer eine etwas hohe und drücken wir stärker auf das Glas, so werden

sich die Schmirgelförner in die weicher gewordene Wachstafel leicht eindrücken und das Glas wird weniger angegriffen. Genau so verhält es sich aber mit den alten Gletschern, verglichen mit den jetzigen. In diese alten dickeren, somit unten wärmeren und plastischeren Gletscher mußte sich das Schleifmaterial ebenfalls stärker und leichter eindrücken und konnte daher auch nicht so kräftig auf seinen Grund wirken.

Selbstverständlich gilt dieses ebenso auch für das Gerölle, welches der Gletscher schon bei seinem Vorrücken etwa schon vorband, das dann ebenfalls einen Teil der Grundmoräne bildet und bei den alten Gletschern wohl den größeren Teil derselben geliefert haben mag.

Gerade dieses Gerölle hat man nun als durch den Gletscher erzeugt angesehen und seine bedeutende Menge als Beweis der bedeutenden aushöhlenden Wirkung der Gletscher angeführt, ohne jedoch einen entschiedenen Beweis für die erstere Annahme beigebracht zu haben. Ja eben das Vorhandensein dieser Massen und die lokalen Verschiedenheiten in der Zusammensetzung dieser Grundmoränen spricht ganz entschieden gegen die Annahme, daß dieselben auf dem Grunde des Gletschers fortgewälzt, und auch dagegen, daß ihre Steintrümmer durch den Gletscher von dem anstehenden Gesteine losgesprengt worden seien. Wenn Penck*) als Beweis für die letztere Annahme den Haunsrücken in den Salzburger Vorbergen anführt und von demselben sagt, „der Gipfel dieses Berges besteht aus einer mehr als 20 m mächtigen Anhäufung von Felschtrümmern, dem aufgearbeiteten Materiale des Berges, welchem unregelmäßig mehr oder minder große alpine Blöcke eingestreut sind“, so möchte ich das als den sichersten Beweis gegen seine Annahme anführen. Denn wie eine unter starkem Druck sich fortbewegende Masse, wie der Gletscher, festes Gestein 20 m tief in Trümmer ver-

*) Penck, Die Vergletscherung der deutschen Alpen S. 39.

wandeln und sie alle übereinander liegen lassen soll, ohne dieselben fortzuschaffen, das ist etwas, was mir wenigstens mit den Gesetzen der Mechanik unmöglich in Einklang zu bringen ist. Wie kann denn, nachdem etwa das Eis einen halben Meter tief das Gestein zertrümmert hat, ohne Beseitigung dieser Trümmer, dasselbe noch $19\frac{1}{2}$ m tiefer eingedrungen sein? Eben die Thatfache, daß solche Gerölle noch auf dem festen Gesteine liegen, von dem sie abstammen, ist der beste Beweis, daß der Gletscher nicht sie fortgewälzt, sondern sich über sie weg bewegt und ebenso, daß nicht er sie losgesprengt hat, denn zum Lossprengen und Losreißen gehört doch noch viel mehr Kraft als zum Fortwälzen loser Stücke. Und hier möchte der geeignete Ort sein, noch ein anderes der Mechanik entnommenes Bedenken gegen die Hypothese des Felsensprengens durch den Gletscher auf seinem Grunde vorzubringen. Die Kraft, welche der Gletscher auf seinem Grunde hat, ist abhängig von seiner Masse oder hier: dem Drucke und der Schnelligkeit der Bewegung. Der günstigste Fall für das Lossprengen ist offenbar der, wenn irgendwo sich eine Klippe oder Felswand senkrecht seinem Strome entgegensetzt wie a b unserer Figur 7;



Fig. 7.

weil dann die in der Richtung des Pfeiles vor sich gehende Bewegung das Maximum ihrer Wirkung hat, und es ist nun ohne weiteres klar, daß dann, aber nur dann ein Teil von a b von dem Gletscher losgesprengt werden kann, wenn die

Kohäsion der einzelnen Theilchen von der Gesteinsmasse a b geringer ist als die Kraft, welche ein Gleiten der Eiszschichten oberhalb der Linie a o über diejenige unterhalb dieser Linie herbeizuführen imstande ist. Oder mit anderen Worten: Kann sich das Eis in der Schichte a o leichter vorwärtschieben, als sich ein Stück bei a lossprengen läßt, so wird das erstere eintreten und nicht das letztere. Nun wissen wir ja aber aus zahlreichen Versuchen (s. auch S. 37), daß namentlich nahe ihrem Schmelzpunkte der allergeringste Druck schon hinreicht, die Eismoleküle gegen einander zu verschieben, Druckgrade von $\frac{1}{3}$ Atmosphäre oder 300 Gramm auf den Quadratcentimeter dies schon in kürzerer Zeit zuwege bringen, während selbst das lockerste Gestein, Schreibkreide, zum Abbrechen eines Druckes von 4 bis $4\frac{1}{2}$ kg auf den Quadratcentimeter, also eines 12fach stärkeren Druckes bedarf. Angesichts dieser Thatfachen müssen wir es geradezu für unmöglich erklären, daß auf dem Grunde des Gletschers Stücke des festen Felsens abgerissen werden.

Selbstverständlich gelten dieselben Gesetze auch für die Fortbewegung bereits losgesprengter, locker auf dem Boden liegender Trümmer. Auch hier handelt es sich nur darum: Ist die Widerstandskraft des Blockes, den wir uns ebenso durch a b dargestellt denken können, gegen den sich bewegenden Gletscher größer oder kleiner als die zum Verschieben der Eisteilchen nötige? In diesem Falle ist diese Widerstandskraft bedingt durch das Gewicht oder besser den Druck auf seine Unterlage und seinen Querschnitt senkrecht zur Bewegungsrichtung des Eises und den Reibungskoeffizienten zwischen ihm und seiner Unterlage, die sich natürlich in Zahlen nur für bestimmte Annahmen der Werte dieser verschiedenen Faktoren berechnen ließe. Aber wir sehen jedenfalls soviel, daß wie ein Fluß bei bestimmtem Gefälle, oder was dem gleich ist, bei bestimmter Strömungsgeschwindigkeit nur Steine und Gerölle bis

zu ganz bestimmter Größe fortwälzen kann, größere aber liegen läßt, es sich so auch mit dem Gletscher verhält; auch er kann nur bis zu gewisser Größe noch Gletschertrümmer fortbewegen, über die größeren geht er hinüber und läßt sie liegen, wie man dies auch an unseren jetzigen Gletschern, wenn sie sich zurückziehen, sehr deutlich beobachten kann*).

Noch ungünstiger gestalten sich selbstverständlich die Verhältnisse für das Fortschieben, wenn sich im Boden eine Vertiefung befindet, wie bei c, weil ja eine noch größere Kraft erforderlich ist, um hier der Schwere entgegen den Block auf der schiefen Ebene c d nach aufwärts zu bewegen, wobei noch der ganze Druck der über dieser Ebene gelegenen Eismasse c e überwunden werden müßte. Einfache Versuche und Beobachtungen in der Natur zeigen, daß selbst Wasser, wenn es nicht mit großer Geschwindigkeit in solche Vertiefungen einströmt und durch Abprallen wieder in die Höhe getrieben wird, in demselben stagniert. Um wie viel mehr muß dieses bei einer mit so äußerst geringen Geschwindigkeit sich bewegenden plastischen Masse wie das Gletschereis eintreten. Ein Ausräumen einer mit Gerölle angefüllten Vertiefung durch einen Gletscher ist nach diesem nicht denkbar und müßte erst die Möglichkeit noch nachgewiesen werden, und noch weniger demnach die Bildung einer solchen.

Gerade das so massenhafte oft viele Meter dicke Auftreten der Gerölle bis in den Hintergrund der Alpenthäler, aus denen die Gletscher hervorkommen, zeigt uns schon für sich allein ganz deutlich, daß dasselbe nicht vom Gletscher erzeugt und auch nicht von ihm hauptsächlich transportiert worden ist, daß er nur hier und da unter günstigen Umständen einzelne Steine in größerer Menge fortbewegt habe. Denn würde

*) Heim hat hierfür sehr instructive Beispiele S. 375 seines Handb. für Gletscherkunde geliefert.

ein Gletscher auf seinem Grunde die Kraft haben, Felsen zu zertrümmern, so würde er die losgesprengten Stücke noch leichter fortführen und es könnten dann unter ihm nur nackter Fels oder die zuletzt abgesprengten Stücke allein vorhanden sein, aber nimmermehr auch nur eine einen halben Meter dicke Schichte. Denn wie wir schon oben erwähnten, wenn auf dem festen Felsen eine ihn bedeckende Geröllschichte liegt, so kann unter ihr unmöglich der feste Fels vom Eise angegriffen werden. Jede auch nur geringe Mächtigkeit besitzende Geröllschichte schützt den Boden gegen die Einwirkung des Gletschers. Und hier möchte ich zum Schlusse dieser Erörterungen nur noch auf eines hinweisen, was man, wie mir scheint, ebenfalls ohne nachweisbare Berechtigung als für den Transport der Blöcke als Grundmoräne sprechend ohne weiteres annimmt, das ist nämlich die Thatsache, daß in der Grundmoräne der alten Gletscher sich Blöcke finden, welche weit entfernt von ihrer jetzigen Stelle herkommen und öfter ringsum gekritz sind. Auch Pund sieht dieses Vorkommen als den sicheren Beweis an, daß diese Blöcke, z. B. ein aus dem Ökthal stammender bei München, stets als Grundmoränenteil fortgewandert seien und geht selbst so weit, die Reiseroute derselben allen Ernstes zu schildern. Nach ihm muß man von einem solchen Block annehmen, „daß er das Innthal quer überschritten, dessen Südgehänge erklimmen, dann das Becken von Mittenwald durchschritten, dann nach dem Walchensee aufwärts gewandert, dessen Tiefe durchlaufen, dann schließlich den Kesselberg und den Kochelsee gekreuzt hat“. Wir führen dies nur an, um zu zeigen, welche wunderthätige, alle Gesetze der Mechanik überwindende Kraft den alten Gletschern von manchen zugeschrieben wird, und welche Glaubensstärke in manchen Naturforschern sich findet, wenn es gilt, eine vorgefaßte Meinung festzuhalten.

Auf die Frage: Wie so etwas möglich sei, suchen wir vergeblich nach einer Antwort, wenn man sie nicht allenfalls

in dem kühnen Vergleich finden will: „Der Gletscher wirkt in der Art wie rasch fließendes Wasser, welches imstande ist, Sand und kleine Gerölle bergan zu rollen, er wirkt wie ein lebhafter Gebirgsbach“. Unter allen Vergleichen, die man für einen Gletscher wählen kann, ist das gewiß der allerunpassendste.

Nach dem weiter oben S. 78 ff. Erwähnten brauchen wir nicht weiter auf eine solche abenteuerliche Blockwandererschaft einzugehen. Es genüge hier nur darauf hinzuweisen, daß, wenn wir jetzt einen Block in einer Grundmoräne finden, wir durchaus nicht genötigt sind, anzunehmen, daß er von Anfang an auf dem Grunde sich fortbewegt habe. Es ist eine schon lange erkannte Thatsache, daß Teile der Oberflächenmoräne zur Grundmoräne werden können, indem sie teils in Spalten stürzen, teils durch Abschmelzung von unten sich allmählich auf den Grund senken und es kann dies an jedem beliebigen Punkte der ganzen Gletscherlänge geschehen. Wo es aber geschehen ist, können wir nur in dem Falle angeben, wenn wir nachweisen können, daß der betreffende Block nicht im geringsten auf dem Grunde sich weiter bewegt habe. Daß aber in der That solche Blöcke aus den Zentralalpen auf der Oberfläche des Gletschers bis weit hinaus in die Ebene sich bewegten, das beweisen die nicht abgerundeten und nicht gerigten Gneisblöcke, die man noch am Starnberger See beobachten kann. Das Vorhandensein solcher Blöcke im Lehm und Sand der Grundmoräne ist also noch kein Beweis für ihren beständigen Transport auf dem Grunde des Gletschers. Sind sie allseitig gerigt, so ist das nur ein Beweis dafür, daß sie früher an Felsen vorbei bewegt, oder daß über sie und an ihnen vorbei zum Rizen und Schleifen geeignetes Material geführt wurde. Aber auch das muß nicht notwendig auf dem Grunde erfolgt sein; wann und wo es geschehen sei, läßt sich aus der jetzigen Lage nicht entnehmen.

Die vorhergehenden Erörterungen werden gezeigt haben, daß wir die Wirkung der alten Gletscher auf ihren Grund als von eben so geringer Bedeutung ansehen müssen, wie die der jetzigen sich zeigt, indem jene, wie wir nachwiesen, selbst unter ungünstigeren Bedingungen arbeiteten als diese.

Will man daher die Hypothese von der Ausshobelung der Thäler und Seen aufrecht erhalten, so muß man diese unerhebliche Wirkung außerordentlich lange Zeiträume hindurch anhaltend annehmen. Und das ist ein weiterer und sehr gewichtiger Einwand gegen diese Theorie. Denn darüber sind wohl alle Geologen einig, daß die Eiszeit nur eine ganz kurze Episode in der Entwicklungsgeschichte unserer Erde gebildet habe.

Die ungeheuren Geröllmassen am Rande der Alpen, die sich bis zur Donau erstrecken, sind nicht von den Gletschern erzeugt, wenn auch vielleicht hie und da von ihnen verschoben und etwas vermehrt, die Thäler und Seen, welche jene Gerölle einst als Fels ausfüllten, sind daher auch nicht von den Gletschern gebildet. Sie waren vor ihnen vorhanden und diese haben sie nur als flüchtige Wanderer durchzogen, dabei schwache Linien in die Felswände eingerissen, ohne das Antlitz derselben wesentlich umzugestalten, Runen, die zwar zum Theile schon entziffert sind, aber immer noch viel Unenträtseltes, in der verschiedensten Weise Gedeutetes darbieten, das der sicheren Lösung erst harret und der Beobachtung wie dem Scharfsinne der Naturforscher ein reiches weites Feld noch darbietet.

