

Article

Grönlands Gletscher und Inlandeis : hierzu eine Übersichtskarte: Bl. 1 von Drygalski, Dr., Erich in: Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin : zugl. Organ d. Deutschen Geographischen Gesellschaft | Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin : zugl. Organ d. Deutschen Geographischen Gesellschaft - 27.1892 | Inhalt Aufsätze Grönlands Gletscher und Inlandeis hierzu eine Übersichtskarte: Bl. 1 Tafel I. Der Rand des Inlandeises zwischen dem Sermilik und dem Kleinen Karajakfjord auf dem Plateau Tafel II. Oberfläche des Inlandeises zwischen Sermilik und dem Kleinen Karajakfjord Tafel III. Absturz des Inlandeises in den Sermilikfjord als Sermilikgletscher Tafel VI. Die Oberfläche des westlichen Itivdliarsuk-Eisstroms Tafel V. Der obere Teil des Großen Karajak-Eisstroms Tafel VI. Blick auf den oberen Teil des westlichen Itivdliarsuk-Stroms Tafel VII. Die Zunge des Großen Karajak-Eisstroms Tafel VIII. Abbruch des westlichen Itivdliarsuk-Eisstroms im Fjord Tafel IX. Seitenansicht des rechten Arms des westlichen Ujarartorsuak-Gletschers kurz vor dem Ende Tafel X. Seitenansicht des rechten Arms des westlichen Ujarartorsuak-Gletschers dicht hinter der Teilung Tafel XI. Seitenansicht des lokalen Gletschers von Kome im oberen Teil Tafel XII. Seitenansicht des lokalen Gletschers von Kome im oberen Teil Beiträge zur Kenntnis der Negritos aus spanischen Missionsberichten zusammengestellt von Prof. Ferd. Blumentritt Einige Bemerkungen zum Aufsatz des Herrn Dr. Bludau über die Projektion der Karte von Afrika - 1 | Aufsätze
86 Page(s) ([1] - 62)



Nutzungsbedingungen

DigiZeitschriften e.V. gewährt ein nicht exklusives, nicht übertragbares, persönliches und beschränktes Recht auf Nutzung dieses Dokuments. Dieses Dokument ist ausschließlich für den persönlichen, nicht kommerziellen Gebrauch bestimmt. Das Copyright bleibt bei den Herausgebern oder sonstigen Rechteinhabern. Als Nutzer sind Sie nicht dazu berechtigt, eine Lizenz zu übertragen, zu transferieren oder an Dritte weiter zu geben.

Die Nutzung stellt keine Übertragung des Eigentumsrechts an diesem Dokument dar und gilt vorbehaltlich der folgenden Einschränkungen:

Sie müssen auf sämtlichen Kopien dieses Dokuments alle Urheberrechtshinweise und sonstigen Hinweise auf gesetzlichen Schutz beibehalten; und Sie dürfen dieses Dokument nicht in irgend einer Weise abändern, noch dürfen Sie dieses Dokument für öffentliche oder kommerzielle Zwecke vervielfältigen, öffentlich ausstellen, aufführen, vertreiben oder anderweitig nutzen; es sei denn, es liegt Ihnen eine schriftliche Genehmigung von DigiZeitschriften e.V. und vom Herausgeber oder sonstigen Rechteinhaber vor.

Mit dem Gebrauch von DigiZeitschriften e.V. und der Verwendung dieses Dokuments erkennen Sie die Nutzungsbedingungen an.

Terms of use

DigiZeitschriften e.V. grants the non-exclusive, non-transferable, personal and restricted right of using this document. This document is intended for the personal, non-commercial use. The copyright belongs to the publisher or to other copyright holders. You do not have the right to transfer a licence or to give it to a third party.

Use does not represent a transfer of the copyright of this document, and the following restrictions apply:

You must abide by all notices of copyright or other legal protection for all copies taken from this document; and You may not change this document in any way, nor may you duplicate, exhibit, display, distribute or use this document for public or commercial reasons unless you have the written permission of DigiZeitschriften e.V. and the publisher or other copyright holders.

By using DigiZeitschriften e.V. and this document you agree to the conditions of use.

Kontakt / Contact

[DigiZeitschriften e.V.](#)

Papendiek 14

37073 Goettingen

[Email: info@digizeitschriften.de](mailto:info@digizeitschriften.de)

Grönlands Gletscher und Inlandeis.

Von Dr. Erich von Drygalski.

(Hierzu eine Übersichtskarte: Bl. 1.)

Die nachstehenden Ausführungen sind die Ergebnisse meiner im Auftrage der Gesellschaft für Erdkunde, gemeinschaftlich mit Herrn O. Baschin im Sommer 1891 ausgeführten Reise an der Westküste Grönlands. Über die äusseren Umrisse dieser Reise habe ich an anderer Stelle berichtet (vgl. Verhandlungen der Gesellschaft für Erdkunde, 1891, S. 445 ff.); die Hin- und Rückreise nahmen im ganzen fast 14 Wochen in Anspruch, so dafs uns nur ein kurzer, sechswöchentlicher Aufenthalt im Lande selbst vergönnt war.

Wir sind am 16. Juni in der Kolonie Jakobshavn in der Diskobucht gelandet, haben uns nach einem kurzen Besuch des großen Jakobshavner Eisstroms nach der Kolonie Ritenbenk begeben und von hier durch das Vaigat in den Umanakfjord, am 29. Juni haben wir die Umanakinsel und die gleichnamige Dänische Kolonie erreicht. Den Juli haben wir zu den verschiedenen Reisen im Umanakfjorde benutzt, welche wir später besprechen werden; am 29. Juli traten wir von der Kolonie Umanak die Heimreise an, welche nur noch vom 7. bis 9. August eine kurze Unterbrechung durch Anlaufen der Kolonie Godhavn auf der Diskoinsel erfuhr und am 18. September in Kopenhagen ihren Abschluss fand.

Das Segelschiff Peru, welches wir in Jakobshavn verließen, ging von dort zunächst nach der nördlichsten Dänischen Kolonie Upernivik und dann nach Umanak, wo wir es zur Rückreise wieder erreichten. Wir haben die Reise von Jakobshavn über Ritenbenk nach Umanak und die einzelnen Wege im Umanakfjorde größtenteils in einem Umiak zurückgelegt, auch Weiberboot genannt, weil es früher nur von Weibern gerudert wurde, während die Männer ihren Fang in den Kajaks betrieben; von Ritenbenk durch das Vaigat bis Nugsuak sind wir mit der Koloniejacht gesegelt.

Die kurze Zeit unseres Aufenthaltes in Grönland, sowie der Umstand, dass es uns vor allem darauf ankommen musste, den Charakter des Umanakfjordes in möglichstem Umfange kennen zu lernen, hat ein

intensiveres Arbeiten nur an vereinzelten Stellen ermöglicht. Es war unser Zweck, einen längeren Aufenthalt vorzubereiten und die günstigsten Gebiete und Umstände für länger fortgesetzte Studien zu rekognoszieren, und das konnten wir besser durch weitere Ausdehnung unserer Touren, als durch intensives Arbeiten in besonders interessanten Gebieten erreichen, so verlockend dies auch war.

Die folgenden Ausführungen werden daher mehr den Charakter von Reiseskizzen tragen und eine Schilderung dessen enthalten, was die einzelnen Wege uns boten, als daß sie den Zweck hätten, die verschiedenen Beobachtungen schon jetzt zu einem Gesamtbilde zu einen. Dabei würde doch vieles unvollständig bleiben müssen, weil die Zeit unseres Aufenthaltes zu kurz war.

Welches geographische Problem man aber in Grönland auch verfolgen mag, man muß es stets im Zusammenhange mit dem Eise betrachten; das gilt von den rein physikalischen Problemen in gleicher Weise, wie von der geographischen Verbreitung und den Lebensbedingungen der Pflanzen, Tiere und Menschen. Die Felsen des schmalen Küstensaumes und die Fjorde dazwischen sind in ihrer heutigen äußersten Gestaltung Werke des Eises, das ganze Relief des Landes würde uns unverständlich sein, wenn wir nicht überall die Spuren einer früheren Eisbedeckung wahrnehmen möchten.

Den Pflanzen ist durch das Eis eine Grenze gesteckt; sie haben sie heute vielfach durchbrochen, besonders dort, wo das Eis den stetig sich ändernden Zustand als fließender Gletscher verloren hat, wo es als wirkliche Steinart ganz in die Folge der geologischen Schichten hineintritt. Dort trägt seine verwitterte, mit Steinen und Sand durchmengte Oberfläche vielfach schon eine spärliche Vegetation, wie bei den fossilen Teilen des Gletschers von Kome.

Das Tierleben ist in gleicher Weise vom Eise bedingt. Die grönlandischen Mücken, die in den Monaten des langen Sommertages sich zu einer furchtbaren Landplage entwickeln, verschwinden am Eise, und die Rentiere suchen das Eis, um sich vor der Mückenplage zu schützen. Die Seehunde, die Hauptnahrung der Grönländer, werden in größter Anzahl am Eise gefangen, und der Grönländer ist gezwungen, den Erwerb seiner Nahrung am Eise zu suchen, das er fürchtet und das seiner Anschauung nach von bösen Geistern bewohnt wird. Denn alles Unheil stammt ihm vom Eise in heutiger und in früherer Zeit, die Eismassen haben seine Scholle gestaltet und ihm dadurch die Lebensweise aufgezwungen, welcher er obliegt, und bis auf den heutigen Tag ist den Bewohnern Grönlands der ganze Kampf ums Dasein doch nur ein Kampf mit dem Eise.

So steht die ganze Natur dort in einer furchtbaren Harmonie, das Eis ist das oberste Prinzip, welches alle Verhältnisse beherrscht. Es bedingt in gleicher Weise die Bodenformen und das Klima des Landes, wie die Lebensweise seiner Bewohner.

Wir wollen deshalb unsere Ausführungen auf eine Schilderung der Eisverhältnisse gründen; eine Anordnung des Stoffes nach den einzelnen Reisen würde nur zu Wiederholungen führen, und wir beginnen mit dem Gebilde, welches an erster Stelle dem Lande sein Gepräge verleiht, mit dem Inlandeis.

Das Inlandeis.

Das Vorhandensein des Inlandeises nötigt uns, in Grönland die Vorstellungen zu verändern, welche wir mit dem Vorhandensein von Landmassen sonst zu verbinden gewohnt sind. Denn während wir bei jedem Lande, wie es durch die Meeresküste umgrenzt wird, eine gewisse Nutzbarkeit voraussetzen, eine Bewohnbarkeit in größerem oder geringerem Grade für die Organismen, welche ihren Bedarf an Sauerstoff direkt aus der Luft ziehen, müssen wir für Grönland eine Einschränkung setzen. Hier ist die Meeresküste nicht die einzige Scheide des bewohnbaren Landes, sondern sie bildet nur die äußere Grenze, welcher eine innere gegenübersteht, durch den Rand des Inlandeises gebildet.

Das Inlandeis tritt zum Lande in gleichen Gegensatz, wie das Meer, durch die Einförmigkeit seiner äußeren Gestalt und durch die Gesetze, welche sie regeln, mehr aber noch durch die wie eine Küste wirkende Scheide, die es dem Vordringen des organischen Lebens zieht. Wir wissen aus der Schilderung Nansens, dass ein organisches Wesen irgend welcher Art auf dem Inlandeise nicht zu existieren vermag; das Erscheinen des letzten Schneesperrlings wurde von der Expedition mit Jubel begrüßt, weil es das einzige Wesen war, welches im Innern von Grönland noch an den Charakter des Landes erinnert. Obgleich selbst eine Landbildung, entzieht also das Inlandeis Grönlands das weitaus größte Gebiet dem, was wir sonst unter Land zu verstehen und zu nutzen gewohnt sind.

Das bewohnbare Grönland ist ein schmaler Küstensaum, welchen die Meeresküste nach außen, der Rand des Inlandeises nach innen begrenzt. Er hat eine wechselnde Breite, die an dem bewohnten Teile der Westküste in der Gegend von Holstensborg bis zur Diskoinsel etwa 22 deutsche Meilen erreicht, um sich nach Norden und Süden mehr zu verschmälen. Über seinen Verlauf an der Ostküste liegen weniger, über den Norden gar keine Nachrichten vor. In dem

unter der Leitung Holms¹⁾ aufgenommenen Teile der Ostküste bis zum $66^{\circ} 25'$ n. Br. sehen wir ihn nirgends eine irgendwie erhebliche Breite erreichen. Das Inlandeis tritt dort überall ganz nahe an die Küste heran und lässt nur einzelne Inseln frei. Die zweite Deutsche Polarexpedition hat dagegen im 75. Grade eine große Verbreiterung des Küstensaumes gefunden; es liegt danach nicht außerhalb des Bereiches der Möglichkeit, dass die klimatischen Verhältnisse der Ostküste eine weiter nach Norden wachsende Breite der Küstenzone bedingen.²⁾ Innerhalb dieses Küstengürtels liegt das Inlandeis in einer Ausdehnung von etwa 30 000 Quadratmeilen Gröfse auf dem Festlandplateau, das nur in der Küstenzone eine Zerstückelung durch die tief einschneidenden Fjorde erfahren hat. Dass das Inlandeis ein zusammenhängendes Gebilde darstellt, ist seit den ältesten Zeiten, in denen Grönland in den Kreis der Betrachtungen tritt, gehant worden, doch erst in neuester Zeit hat Nansens Zug dafür einen Beweis erbracht.

In der Nähe des Randes fand er im Osten wie im Westen, ebenso wie Jensen³⁾ in der Gegend von Frederikshaab, und wie es sich überall gezeigt hat, wo der Rand des Inlandeises betreten wurde, eine Anzahl von Inseln im Eis, Nunataks genannt, die aber nach dem Innern zu vollständig verschwanden. Wo diese Nunataks gesehen sind, wird durch sie nirgends eine große Entfernung vom Rande des Inlandeises erreicht; ob sie sich weiter im Norden von der Ostküste her tiefer ins Innere hineinziehen, ist eine Frage, die auch von Nansen offen gelassen wird, bewiesen hat er nur, dass sie im südlichen Grönland im Innern nicht existieren; die von der zweiten Deutschen Polarexpedition gesehene Verbreiterung des Küstensaumes der Ostküste lässt ja die Möglichkeit bestehen, dass hier auch nach dem Innern zu eine größere Anzahl Nunataks sich finden kann, während unsere Kenntnis der Westküste keinen Anhaltspunkt dafür bietet, dass sich von Westen her die Nunataks noch tief in das Innere hineinziehen.

¹⁾ Undersøgelse paa Grónlands Ostkyst indtil $66^{\circ} 25'$ n. Br. i Aarene 1883 – 1885 Meddeleser om Grónland IX u. X.

²⁾ Die Erforschung der Ostküste nördlich des von der Holmschen Expedition aufgenommenen Teiles ist nunmehr durch die seitens der Dänischen Regierung unter der Leitung C. Ryders ausgesandte große Expedition in Angriff genommen. Die Expedition hat Kopenhagen im Juni 1891 verlassen, das Schiff ist nicht zurückgekehrt, sodass über das gegenwärtige Schicksal der Expedition keine Gewissheit herrscht.

³⁾ Expeditionen til Syd-Grónland i 1878 af A. D. Jensen. Meddeleser om Grónland I, 1879.

Jensen fand im Hintergrunde von Frederikshaab die Bewegungserscheinungen des Eises in der Nähe der heute nach ihm benannten Nunataks stark gestört; eine Beeinflussung der Bewegungsrichtung nimmt man auch bei den Nunataks im Hintergrunde des Umanakfjordes wahr. Sie erscheinen am Karajak, am Sermilik und Itivdliarsukfjord als die letzten Marken der Reliefformen des Küstensaumes im Eise. Und wie die Formen des Küstensaumes die grossen Eisfjorde umschließen, so umschließen die Nunataks die Fortsetzungen der grossen Eisfjorde in das Inlandeis hinein. Indem das Inlandeis von dem Rande zunächst stark gewölbt und dann allmählicher ansteigt, überwölbt es die Nunataks, und dass mit dem Verschwinden derselben auch alle Spalten und Klüfte im Inlandeise verschwinden, hat für den südlichen Teil wiederum Nansen gezeigt. Wo aber am Rande Nunataks die allgemeine Eisdecke durchbrechen, wird diese in einzelne Eisbezirke zerlegt, von denen jeder zu einem der grossen Eisfjorde hingehört.

Wenden wir uns nunmehr zu einer Betrachtung des Inlandeisrandes, so werden wir in unserem Vergleich mit dem Meere zu starken Unterschieden geführt.

Für die Oberflächengestaltung giebt es keinen besseren Vergleich, als die Oberfläche des Meeres, und man kann den Inlandeisrand eben insofern mit der Küste vergleichen, als er wie diese gleiche Kontraste von einander scheidet. Aber die Art dieser Scheidung erfolgt beim Inlandeise und beim Meere in sehr verschiedener Art, hauptsächlich deshalb, weil der Rand des Meeres alle horizontalen Störungen des Landes mitmacht, da ein Wasserspiegel stets die gleiche Vertikale, dasselbe Niveau einhalten muss, während der Rand des Eises wenigstens in grossen Zügen den vertikalen Störungen folgt, um sich im grossen und ganzen denselben horizontalen Verlauf zu bewahren.

Dass diese Thatsache bei grossen Niveaudifferenzen wesentliche Einschränkungen erfährt, werden wir bei Besprechung der grossen Eisfjorde sehen; für das erste ist der Unterschied der Meeresküste und des Eisrandes am leichtesten hierdurch charakterisiert.

Der Küstensaum ist durch Fjorde zerschnitten; zusammenhängende Landmassen von der Grösse der Diskoinsel oder der Halbinsel Nugsuak sind selten, besonders die dem Eisrande nächsten, aus Gneiss und Granit bestehenden Gebiete sind in hohem Grade in Halbinseln und Inseln zerteilt, die jedoch als früher zusammenhängende Teile des Hochplateaus erscheinen.

Der Eingang des Umanakfjordes, gerechnet von Erkua auf Unbekannt Eiland bis Sermersuarak auf der Nugsuakhalbinsel hat eine Breite

von etwa $5\frac{1}{2}$ Meilen, während die Länge der Küstenlinie von Unbekannt Eiland über Uperniviks Insel zum Kangerdluarsuk und dann weiter etwa 99 deutsche Meilen beträgt, dabei die Inseln des Fjords ungerechnet. Aus diesen Zahlen ersieht man die ganz bedeutende Entwicklung der Küste; es ist eine Fjordküste typischer Form, in welche das Meer in so starker Entwicklung hineingreift.

Demgegenüber ist es schwer, für den Rand des Eises eine bestimmte Zahl zu nennen, weil er nur in einzelnen Stücken gesehen und festgelegt ist, während die Meeresküste auf der dänischen Karte¹⁾ eine ganz vortreffliche Darstellung erfahren hat; aber ein Blick auf die Karte genügt, um seinen verhältnismäsig einfachen Verlauf zu erweisen. Nur in den tiefen Eisfjorden, wie dem Großen und Kleinen Karajak, dem Sermilik, Itivdliarsuk u. s. w., finden wir den Eisrand nach außen vorgeschoben, sonst hat er auf grofse Strecken den gleichen horizontalen Verlauf, unbekümmert um die weniger starken vertikalen Unebenheiten des Landes, über welche er fortzieht. In den grofsen Eisfjorden allein dringt der Eisrand machtvoll nach außen, und hier fällt dann die Eis- und die Meeresküste zu einer Linie zusammen.

Zwischen dem Sermilik und dem Kleinen Karajakfjord, sowie auf dem Nordostufer des Itivdliarsuk, wo ich den Inlandeisrand besuchte, liegt er auf einem Plateau, dessen Höhe im ersteren Falle 581 m beträgt.²⁾ Dass das gleiche auf der Nugsuakhalbinsel statt hat, folgt aus dem Charakter eines sich gegen Westen langsam senkenden Plateaus, welcher nach Nordenskjöld dieser Halbinsel eignet. Von der Höhe des Nunatak, den der Große und der Kleine Karajakgletscher umströmen, konnte ich naturgemäss nur einen kleinen Teil des Eisrandes auf der Nugsuakhalbinsel sehen, es herrschte dort derselbe Charakter wie zwischen Sermilik und Karajakfjord.

Das Plateau zwischen Sermilik und Kleinem Karajakfjord ist eine felsige Hochfläche von etwa 600 m Höhe.³⁾ Überall sind die Spuren früherer Eisbedeckung erkennbar in der durchgehenden Glättung und Schrammung, welche dort die felsigen Flächen erfahren haben. Die Vegetation ist bei der gröfseren Höhe spärlicher, als in der Nähe der Fjorde

¹⁾ Karte des Dänischen Seekartenarchivs in 3 Blatt.

²⁾ Die Höhen sind mit dem Aneroid Bohne No. 1113 gemessen worden, welches bereits Dr. A. Philippson auf seinen Reisen im Peloponnes angewandt hatte, und welches mir von ihm freundlichst zur Verfügung gestellt wurde.

³⁾ Die Höhe des Plateaus am Inlandeisrande betrug, wie angegeben, 581 m, auf dem Gipfel eines der höchsten darüber aufsteigenden Rundhöcker haben wir 611 m gemessen. Grofse Höhendifferenzen kommen auf dem Plateau also nicht vor, entsprechend seinem gerundeten, flachwelligen Charakter.

und fristet in Felsenklüften und Ritzen ein kümmerliches Dasein. Die Sonnenstrahlen kommen zu einer überaus durchgreifenden Wirkung, sie erhitzen die glatten Felsenflächen und dehnen sie dadurch über ihren kühleren Kern aus. Man merkt diese Erscheinung vielfach an dem hohlen Klang, den jedes Aufstoßen auf die Felsen verursacht. Zur Wanderung über diese Felsen bedient man sich am besten des Fußwerks der Grönländer, der aus Hundefell gefertigten Kamiker mit weichen Sohlen; denn mit unseren hartsohligen Stiefeln gleitet man überall ab, weil sich der Fuß dem glatten Felsen zu wenig anschmiegen kann.

Die Ausdehnung der erhitzen Schale über einen kühleren Kern hat ein Abplatzen von einen bis mehrere Centimeter dicken Felsenplatten zur Folge, die dann ohne Rücksicht auf das Streichen der sich allerdings häufig ganz im Granittypus verlierenden Gneifsschichten auf ihrer früheren Stelle, nur losgelöst von dem Kern, verbleiben.

Wie stark die Platten werden können, die auf diese Weise lospringen, vermag ich nicht zu entscheiden. Auf den gerundeten Felsen im Hintergrunde des Sermidletsfjordes, die ihre Leefläche gegen den Fjord kehren, habe ich fast 30 cm starke Platten abgesprungen gefunden. Desgleichen auch in dem Felsthalsystem, zu welchem man an der nördlichen Wand des Jakobshavn Hafens emporsteigt, besonders an der Hinterwand des größten, heute mit sechs Seen geschmückten Felsenbeckens, um hier nur einige Beispiele von den vielen zu nennen, die man anführen könnte.

In beiden Fällen ist es mir aber fraglich, ob auch die Loslösung so starker Platten durch die Intensität der Sonnenstrahlen im arktischen Sommertage bewirkt ist, da ich direktes Abspringen nur wenige Centimeter stark wahrnehmen konnte. Kräftig wird jedenfalls auch Spaltenfrost und Feuchtigkeit wirken, die auf den Gneifsklüften eingehen. Ussing¹⁾ nimmt an, dass der ehemalige Eisdruk im Bunde mit der Lage der Spaltflächen im Feldspat die Ursache der plattenförmigen Zertrümmerung der Felsflächen sei. Wir möchten die Frage hier als weiterer Untersuchungen bedürftig erwähnen und nur feststellen, dass Platten von wenigen Centimetern Stärke infolge der Wirkung der Sonnenstrahlen abspringen können, weil wir diesen Vorgang verschiedentlich sahen.

Der Gneiss und Granit, die vielfach ineinander übergehend die dem Inlandeise nächstliegenden Felsmassen bilden, ist unregelmäßig zerklüftet. Speziell auf dem Plateau zwischen Sermilik und Karajak-

¹⁾ Vgl. C. Ryder, Meddeleser om Grönland VIII, S. 225.

fjord, von welchem wir handeln, haben die Klüfte im Gneiss einen sehr unregelmässigen Verlauf und bieten dem Angreifen der Verwitterung einen leichteren Weg, indem das Einfressen der Feuchtigkeit ihnen folgt.

Die Arbeit, welche durch Verwitterung in den Felsflächen Grönlands geleistet ist, ist eine ungeheure, und dass sie hauptsächlich seit der Eiszeit gethan ist, geht daraus hervor, dass die Oberflächen der zersprengten und durchfressenen Felsen überall die Spuren von Glättung und Schrammung durch das Eis deutlich erkennen lassen. Sie sind wie poliert, schier unangreifbar für jedes äußere Agens, überall ist die Oberfläche, auf der die Eismassen strömten, noch deutlich erhalten.

Dabei sind die Felsen, abgesehen von der plattenförmigen Zertrümmerung, bis zur Tiefe von mehreren Metern zerteilt; die Trennungsflächen sind dabei häufig so eben und glatt, dass man meinen könnte, der Stein sei zersägt. Zwischen den Trennungsflächen sind Klüfte von wechselnder Breite, bald so schmal, dass man den Fuß noch gut darüber hinwegstellt, und dann breiter und breiter, dass man sie nicht mehr zu überspringen vermag. Am Grunde der Kluft sammelt sich die Feuchtigkeit an, es entsteht eine erdige Verwitterungsmasse, zu welcher die Vegetation des Plateaus ihre Zuflucht nimmt.

Die Ränder der Teilungsflächen sind häufig so scharfkantig, dass man eine junge Entstehung wohl voraussetzen muss; doch giebt es zwischen der scharfkantigen, ebenflächigen Zerteilung der anstehenden, in der Eiszeit geglätteten Felsen und der vollständigen Auflösung des anstehenden Fels in ein gerundetes Blockmeer eine Folge von Übergängen. Immerhin habe ich den höchsten Grad der Auflösung des anstehenden Fels vornehmlich in drei Gebieten bemerkt, nämlich: mit Annäherung an den Rand des Inlandeises selbst, in dem breiten, tief geschnittenen Thal, welches in der Richtung vom Sermilik zum Sermidletfjord hinüber die Hochebene zerteilt, und überall an den Lee-flächen der rundgeschliffenen Felsen.

Um mit dem letzten Fall zu beginnen, so ist ja der Rundhöcker-typus aus alten Glacialgebieten zu wohl bekannt, als dass ich hier näher darauf einzugehen brauchte. Allseitig gerundete und geglättete Felsen findet man auch, man sieht sie in den Thälern und Felsen-becken des Küstensaums, wie auch namentlich in den Fjorden als Scheeren über und unter dem Spiegel des Meeres. Vorwiegender ist jedoch die einseitige Glättung der Felsen mit einer Stossfläche, die geschrammt und geglättet eine schwache Neigung besitzt, und einer Leefläche, die von der Höhe der Stossfläche nach der anderen Seite

steil abfallend keine Glättung erfahren hat und daher für die Arbeit der Atmosphärierien viel mehr angreifbar ist. Diese Leeflächen sind außerordentlich verwittert. Wenn sie eine grösere Höhe erreichen, wie im Hintergrunde des Sermidletfjordes (211 m),¹⁾ sammelt sich an ihrem Fusse eine starke Halde von Felsblöcken. Fortdauernd fallen neue Trümmer von dem Absturz hinab und sind vielfach noch so scharf und eckig, dass man erkennt, die Bildung dieser Halden geht unausgesetzt aufs lebhafteste vor sich.

Hierbei liegen also die Blöcke nicht mehr auf primärer Lagerstätte, sondern am Fusse des Abhangs, dem sie entstammen. Steigt man über die Blockhalden bis auf die Höhe hinauf, findet man nach der anderen Seite glatte, sanft geneigte Felsflächen; die losgelösten Felsplatten liegen dort auf derselben Stelle, wo sie vorher anstehend waren.

Als zweite Stelle tiefster Verwitterung und Anhäufung in Blockhalden nannte ich das alte Thal, welches das Plateau vom Sermilik zum Sermidletfjorde zerteilt. Ich komme auf diese Gegend an anderer Stelle zurück.

Als drittes Gebiet besonderen Blockreichtums gab ich die Nähe des Inlandeisrandes selbst an.

In gröfserer Entfernung von dem Rande des Eises sind die gerundeten Felsenzüge vorherrschend, welche die Verwitterung, wie oben geschildert, plattenförmig zersprengt und in den Kluftflächen zerschnitten hat, aber so, dass überall noch die geglättete Oberfläche erkennbar ist. Zwischen diesen anstehenden Felsen liegen Felsenbecken, heute teils Seen mit Wasser gefüllt, teils trocken. Man erkennt, dass sie durchweg in den Felsen eingesenkt sind. Die Ufer steigen in sanften Neigungen glatt und poliert aus der Wasserfläche hervor. Das Wasser selbst ist für die Becken etwas durchaus zufälliges und unwesentliches. Die Becken gehören zu dem Charakter der Hochebene, wie die Felsenzüge selbst, sie ergänzen die Abfälle

¹⁾ Der Abfall ist allerdings nicht ganz einheitlich, sondern durch die Schliffflächen unterbrochen, welche in der Richtung des Sermidletfjordes, also senkrecht zu der Richtung des alten Thales und der diesem angehörigen Schliffflächen emporsteigen. An diesen Schliffflächen setzt der verwitterte Abfall die kurze Strecke ihrer Breite ab, setzt sich dann aber wieder fort, sodas wir hier im ganzen einen 211 m hohen, wenn auch stufenförmig absetzenden Steilabfall haben. Die in der Richtung des Sermidletfjordes aufsteigenden Schliffflächen haben auf diese Weise zwei Leeflächen, die eine, ihnen selbst gehörig, in der Fjordrichtung nach außen gekehrt, die andere, dem hohen Steilabfall angehörig, quer zur Fjordrichtung gewandt.

der Höhenzüge. Der Grund der Becken trägt überall die Spuren früherer Eiswirkung in Glättung und Schrammung, wie die aufsteigenden Höhen; es ist das vielfach auch dort erkennbar, wo Wasser darüber steht, wo das Felsenbecken ein See ist. Selbst bei Fahrten über die Fjorde sieht man häufig den wie die anstehenden Ufer geglätteten Grund, welcher die Neigung der Ufer stätig und unmittelbar fortsetzt.

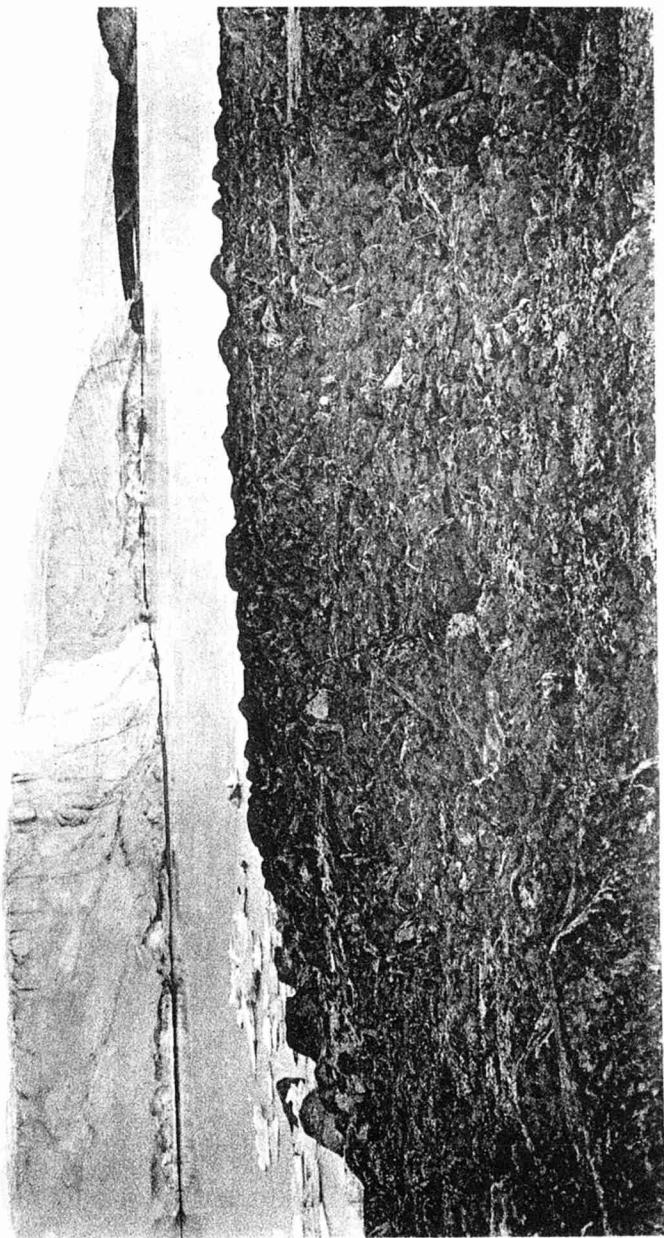
Man braucht hieraus aber durchaus nicht zu schließen, dass diese Felsenbecken überhaupt durch strömende Eismassen aus dem anstehenden Gneis ausgehölt sind. Die Neigung der Ufer würde nicht dagegen sprechen, und unter dem ersten Eindruck der Felsbeckenformen auf der Wanderung von der nördlichen Wand des Hafens der Kolonie Jakobshavn zu dem Fjorde Natdluvassuk, einem Arme des großen Eisfjordes, war Verfasser geneigt, der erodirenden Wirkung des strömenden Eises eine überaus weitgehende Wirkung zuzuerkennen. Man stand dort unter dem mächtigen Eindruck von unzweifelhaften Felsenbecken, die mit Wänden und Boden zweifellos unter der Wirkung strömender Eismassen gestanden hatten.

Aber es ist nicht nötig, die Kraft des strömenden Eises zu überschätzen. Niemand wird sie leugnen wollen, der den Eindruck der Macht ihrer Wirkung in Grönland gehabt hat. Man vergleiche hierüber die Schilderung von K. J. V. Steenstrup.¹⁾ Dass jedoch die Verwitterung, wie sie jetzt machtvoll die Felsen zerteilt, vor der Eiszeit bei wärmerem Klima und gröserer Feuchtigkeit eher eine noch gewaltigere Arbeit gethan hat, wird kaum zu bezweifeln sein.

Gesetzt, eine neue Eiszeit bräche heute über den Küstensaum Grönlands herein, deren Kraft die vorhandenen Schuttmassen und Felsenplatten fortschaffen würde, so würden wir nach ihrem Verschwinden eine Oberflächengestaltung finden, deren Charakter in jeder Beziehung der heutigen entspräche, deren Formen aber vielfach abweichen würden. Die heutigen Felsen sind nicht gleichmäßig von der Verwitterung in Angriff genommen, hier ist ein Zug tief hinein auf den Klüften zerheilt, dort hat ein anderer bisher noch völlig widerstanden. Durch Fortschaffung des heutigen Verwitterungsschuttes würden nicht allein neue Becken, sondern auch neue Abflussrinnen entstehen, die bei der Arbeit der Verwitterung entstandenen Ecken und Kanten würden abgeschliffen und geglättet hervorgehen. Wir möchten annehmen, dass eine ähnlich starke, vielleicht noch stärkere Vorarbeit durch Verwitterung auch vor der Eiszeit die Oberfläche be-

¹⁾ Bidrag til Kjendkab til de geognostiske og geographiske Forhold i en Del af Nord-Grönland af K. J. V. Steenstrup. Meddeleser om Grónl. IV, S. 206 ff.)

TAFEL I.



arbeitet hat und daß die strömenden Eismassen nur die vorgezeichneten Formen ausgeräumt und geglättet haben.

Der soeben geschilderte Charakter der Felsenhochebene wird mit Annäherung an den Rand des Eises immer tiefer durch Blockmassen verhüllt. Die gerundeten Felszüge sind auch dort vorhanden; man sieht sie hier und dort sanft emportauchen, aber je näher dem Eise, desto tiefer der aus losen, runden Blöcken bestehende Schutt.

Ob sich diese Blockmassen auf primärer Lagerstätte befinden, vermag ich nicht zu sagen. Der einförmige Charakter des Gneifs und des Granits gewährt keinen Anhalt. Die Blöcke sind heute mit schwarzen Flechten überzogen, doch auch das führt zu keinem sichereren Schluss.

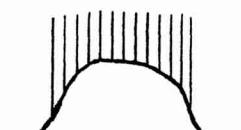
Ob der Inlandeisrand noch in naher Vergangenheit weiter vorgeschoben war bis dahin, wo die Blöcke an Zahl abnehmen, ist eine Frage, die auch zu nichts führt, weil wir es unentschieden lassen müssen, ob der Inlandeisrand auf dem Plateau überhaupt eine Bewegung besitzt und welcher Art diese ist. Nur in dem Falle, daß das Inlandeis sich hinab bis zum Boden bewegt, könnte ja eine weitere Ausdehnung des Inlandeises einen größeren Blockreichtum in dem früher bedeckten Gebiet erklären. Über diese Fragen wissen wir nichts und müssen sie einem ferneren Studium vorbehalten, hier konstatieren wir nur das Anwachsen des Reichtums an runden Blöcken mit Annäherung an den Inlandeisrand.

Die Blöcke verhüllten die Höhen- und Tiefenzüge des Plateaus, ohne sie jedoch absolut zu verdecken. An der Stelle, wo wir den Eisrand erreichten, auf dem oben geschilderten Plateau zwischen Sermilik und Kleinem Karajakfjord, stießen wir vor dem Rand auf einen nicht unbeträchtlichen See, welcher in dem Blockmeer gebettet war (vgl. Abbild. 4 Seite 19 und die Lichtdrucktafel I).¹⁾ Der Rand des Eises lag hier in einer Höhe von 581 m. Er durchschnitt als ein senkrechter, 31 m hoher Steilabfall den See, und der beschleunigte Schmelzprozeß des Eises im Wasser, den wir schon so vielfach bei den Eisbergen in den Fjorden beobachten konnten, hatte deutlich die Hohlkehle geschaffen, welche sich bei Eismassen stets in der Wasserlinie bildet.

Der Verlauf des Eisrandes im See war durch das Wasser bedingt, indem die Massen von der Eiswand nachstürzten, wenn die Hohlkehle in der Höhe des Wasserspiegels zu tief war. Die heruntergestürzten Massen schwammen als kleine Eisberge im See. Auffallend waren in dem Steilrand zwei kesselförmige Einbrüche, nicht weit von einander

¹⁾ Tafel I: Der Rand des Inlandeises zwischen dem Sermilik und dem Kleinen Karajakfjord auf dem Plateau.

entfernt. Die Oberfläche des Eises um den halbkreisförmigen Einbruch war von parallelen braunen Streifen durchzogen. S. Abbild. 1.



Abbild. 1.

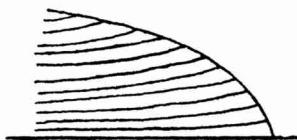
Auch die Steilwand selber zeigte diese braunen Streifen (Abbild. 2), aber in sehr unregelmässigem Verlauf, besonders im nördlichen Teile des Sees kreuzten sie sich vielfach. Nur nach dem südlichen Teile wurden sie regelmässig (Abbild. 3), dort wo der Steilrand aufhört und das Inlandeis sich wie eine Gletscherzungue auf den Felsen hinabsenkelt. Dort hatten sie

einen mehr horizontalen, aber gegen die Oberfläche der Wölbung etwas aufwärts gebogenen Verlauf.

In dem nördlichen Teil, wo sie sich häufig kreuzend an der Steilwand herabziehen (Abbild. 2), könnte man einfach an Schmutzstreifen denken, die das herabfließende Wasser an der Wand hinabspült. An Schmutz und Staub fehlt es dem Inlandeise ja nicht, wie wir gleich



Abbild. 2.



Abbild. 3.

bei der Oberfläche hervorheben werden; sollten diese Schmutzstreifen vielleicht die Form sein, in welcher die Staubanhäufungen, die in die Oberfläche einschmelzen, an einem Vertikalschnitt wieder zur Erscheinung gelangen?

Die Staublöcher auf der Oberfläche hatten eine ziemlich gleichmässige Tiefe von etwa 30 cm, mit geringen Abweichungen nach oben und unten. Sie entstehen durch das Einschmelzen des Staubes, welcher sich auf der Oberfläche des Eises ansammelt.¹⁾ Nordenskjöld hielt ihn für kosmischen Staub; doch dürfte die Annahme die richtige sein, daß dieser Staub vielmehr durch den Wind von den Uferfelsen auf die Oberfläche des Eises geführt wird.

Die Oberfläche des Inlandeises war überaus zahlreich von diesen Staublöchern durchsetzt und stand damit in starkem Gegensatz zu der Oberfläche der grofsen Gletscher, welche die Staublöcher im allgemeinen nicht zeigen, weil wohl die Bewegung des Eises darin

¹⁾ Vgl. die Schilderung von Jensen, Medd. I, S. 61, sowie von Kornerup, Medd. I, S. 122 u. 139.

eine zu heftige ist und der Staub deshalb mehr mit der Oberfläche verketnet wird, als dass er zu ruhigem Einschmelzen käme. Die Löcher waren meistens kreisrund, doch kamen besonders bei den grösseren Löchern auch verzerrte Formen vor; stellenweise erkannte man verschiedene Löcher zu einem grossen Loche vereinigt. Sämtliche Löcher waren zum Teil mit Wasser gefüllt, die Temperatur der Luft war auf dem Inlandeise auch noch 2° über Null, und an dem Boden der Löcher lag der lehmige Staub, welcher die Bildung des Loches veranlaßt hatte.

Wir wissen nichts über die Zeit, welche die Bildung der Staublöcher beanspruchen mag; wenn die Oberfläche des Inlandeises jetzt Anfang Juli noch gänzlich schneefrei war, wird man doch wohl voraussetzen müssen, dass sich in späterer Jahreszeit auch die Staublöcher mit Schnee füllen, und dass sich im folgenden Sommer dann auf der neuen Oberfläche neue Staublöcher bilden. Jensen und Körnerup fanden bei ihrer Wanderung über das Inlandeis in der Gegend von Frederikshaab die Löcher oberflächlich schon von einer Schneelage verdeckt, sodass sie sie nicht erkennen konnten und dadurch im Gehen stark behindert wurden. Da die Tiefe der Löcher ziemlich gleichmäßig war, wäre es ja möglich, dass die braunen Streifen, wie wir sie an der Südseite des Eisrandes sahen, die Jahreshorizonte der Staublöcher zur Ansicht bringen. Sie ordnen sich dort schichtweise an, wo sich der Inlandeisrand wie eine Gletscherzung auf das Land herabwölbt (vgl. Abbild. 3). Durch Einsetzen neuer Staublöcher über oder neben den mit Schnee gefüllten Löchern des vergangenen Jahres, und durch seitliches ineinander Übertreten, besonders wenn von einem solchen senkrechten Durchschnitte, wie ihn der See hier bot, das Wasser hinabspült, wäre es ja ferner möglich, sich die komplizierten Liniensysteme entstanden zu denken, welche wir in dem nördlichen Teile des Eisrandes im See sehen. (Abbildung. 2.)

Jedenfalls auffallend war der Unterschied zwischen dem Verlauf der braunen Streifen im nördlichen und im südlichen Teile. Der Verlauf im Süden, wo das Eis auf einer Landzunge endet, war so, wie wir ihn später von den Schichten der lokalen Gletscher angeben werden. Gerade den konkav gegen die Oberfläche aufwärts gebogenen Verlauf von Gletscherschichten werden wir später beschreiben. Er deutet bei den lokalen Gletschern auf eine Besonderheit in der Bewegung; ob dieses auch bei dem Inlandeisrande statt hat, wissen wir nicht; merkwürdig bleibt, dass die braunen Lagen dort einen so regelmässigen Verlauf annehmen, wo das Inlandeis sich wie eine Gletscherzung auf das Land herabwölbt.

Wir haben das Inlandeis nördlich von dem soeben behandelten Eissee betreten. Ein nicht unwichtiges Hindernis war der Abfluss des Sees, welcher zum Sermilikfjorde und zwar zum Teil unter dem Sermilikgletscher erfolgt (vgl. Abbild. 4, S. 19).

Das Bett dieses Flusses außerhalb des Gletschers war typisch für einen Fluss in dem Gneissgebiet Grönlands, indem es nicht ein regelmässiges Gefälle besaß, sondern aus einer Folge von Felsenschalen bestand. Das Wasser wirbelte in diesen Schalen umher, strudelte über den gerundeten Felsenriegel, welcher sie schloß, hinweg, um dann in einer sich daran schliessenden Felsenrinne weiter zu gleiten, oder auch in Fällen auf tiefere Stufen hinabzustürzen.

Der Fluss teilte sich vielfach, um sich immer wieder zu einen; aller Schutt war von den geglätteten Felsenflächen fortgespült, damit war aber auch die Leistung des Baches beendet. Eine Einsägung der Felsen habe ich nirgends gesehen.

Der Bach nahm den Plateaustreifen ein, der zufällig am Inlandeisrande liegt, der sich im übrigen von dem allgemeinen Charakter des Plateaus in keiner Weise unterschied, nur dass er von den Schuttmassen befreit war. Die hiermit verbundene Ermiedrigung war das einzige, was an ein Flussthal erinnerte. Der durch die Eismassen reichlich gespeiste See braucht einen Abfluss, und er findet ihn über das Plateau; aber der Verlauf dieses Abflusses ist ein rein zufälliger, in keiner Weise ein das Plateau durchschneidendes Thal, das der Thätigkeit des Wassers seine Entstehung verdankt. Ich habe schon an anderer Stelle (Verhandl. der Ges. für Erdk. 1891, S. 456 f.) auf die Machtlosigkeit der Flüsse in den Gneissfelsen Grönlands hingewiesen und den Haupteinfluss auf die Ausgestaltung des Landes für die Verwitterung in Anspruch genommen. Abgesehen von der Reihe von Felsbecken, aus denen in den Gneissgebieten jeder Thalzug besteht, abgesehen auch davon, dass in keinem dieser Thäler das vorhandene fließende Wasser der Breite des Thales auch nur einigermaßen entspricht, dass die meisten Thäler mehrere kleine Bäche beherbergen, welche die Felsen kraftlos überrieseln, so kann man auch schwer verstehen, wie diese kurzen, rissartigen Thäler, deren Breite mit ihrer Länge häufig in gar keinem Einklang steht, durch die Thätigkeit des fließenden Wassers entstehen sollten.

Die jungsedimentären Gebiete des westlichen Teils der Nugsuakhalbinsel haben deutliche Erosionsrinnen, die Gneissgebiete nicht. Diese nach beiden Seiten offenen, kurzen, abgerissenen Thalstücke, die auf beiden Seiten von ebensolchen, nur tieferen Thalstücken geschnitten werden, können unmöglich früher kraftvolle Flüsse beherbergt haben;

denn ein kraftvoller Strom muss eine grössere Länge besitzen. Es besteht ein grosser Unterschied zwischen den Erosionsrinnen unserer Hochgebirge und den Verwitterungsrissen Grönlands, die uns, wenn unter den Meeresspiegel hinabreichend, als Fjorde erscheinen. Hier sieht man nicht den mindesten Zusammenhang zwischen dem fliesenden Wasser und der Bildung des Thals, und es ist direkt unmöglich, sich in diesen Thalformen die Entwicklung eines Fluslaufs zu denken.

Das Überschreiten des Baches am Rande des Eises hatte wegen des lebhaft fliesenden Wassers und der starken Glättung der Felsen seine Schwierigkeit, nur den dritten und vierten Arm konnten wir auf Schneibrücken passieren, die mit dem Inlandeise schon in Zusammenhang standen. Dann ging es den Schneeabhang hinauf, 31 m, und die Höhe des Inlandeises war erreicht.

Schon bei einer früheren Exkursion in der Nacht auf den 4. Juli hatte ich von den Höhen des Ainuk, einem etwa 700 m¹⁾ hohen Gneissrücken zwischen Sermilik- und Sermidletfjord, aus der Ferne einen guten Überblick über diese Gegend des Inlandeises gehabt und fand denselben nun aus der Nähe vollauf bestätigt.

Während das Eis, auf welchem wir standen, in weitem Umkreise absolut eben und ruhig war, sah man die Fortsetzung des Sermilikfjordes im Inlandeise durch starke Zerklüftung deutlich markiert. Tafel II²⁾ lässt den Unterschied trotz des Nebels, in welchem die Aufnahme erfolgte, erkennen. So scharf freilich, wie auf dem Bilde, ist die Grenze in Wirklichkeit nicht; sie ist eine Zone, in welcher die Unebenheiten des Eises quer auf die Fortsetzung des Gletschers zu an Bedeutung gewinnen.

Der Oberflächencharakter des Inlandeises ist also verschieden, je nachdem der Rand in einem Fjord oder auf dem Plateau liegt. Die grossen Gletscher, die in den Eisfjorden in das Meer herabsteigen, sind Teile des Inlandeises. Nur ist in ihnen der Rand gegen den allgemeinen Verlauf nach vorne verschoben, und daher markiert sich ihre Fortsetzung in das Innere hinein durch die zerklüftete Oberflächengestalt.

¹⁾ Keine sichere Angabe, da der Gipfel des Nebels wegen nicht ganz erreicht ist.

²⁾ Tafel II: Die Oberfläche des Inlandeises zwischen Sermilik und Kleinem Karajakfjord. Die Grenze des zerrissenen Eisstreifens in der Fortsetzung des Sermilikfjords sieht man das Bild durchqueren. Ganz im Vordergrunde die Moräne, welche dort nahe am Eisrande liegt, dann das ruhige Inlandeis und dann den gespaltenen Sermilikstreifen. Die Aufnahme ist durch Nebel etwas gestört.

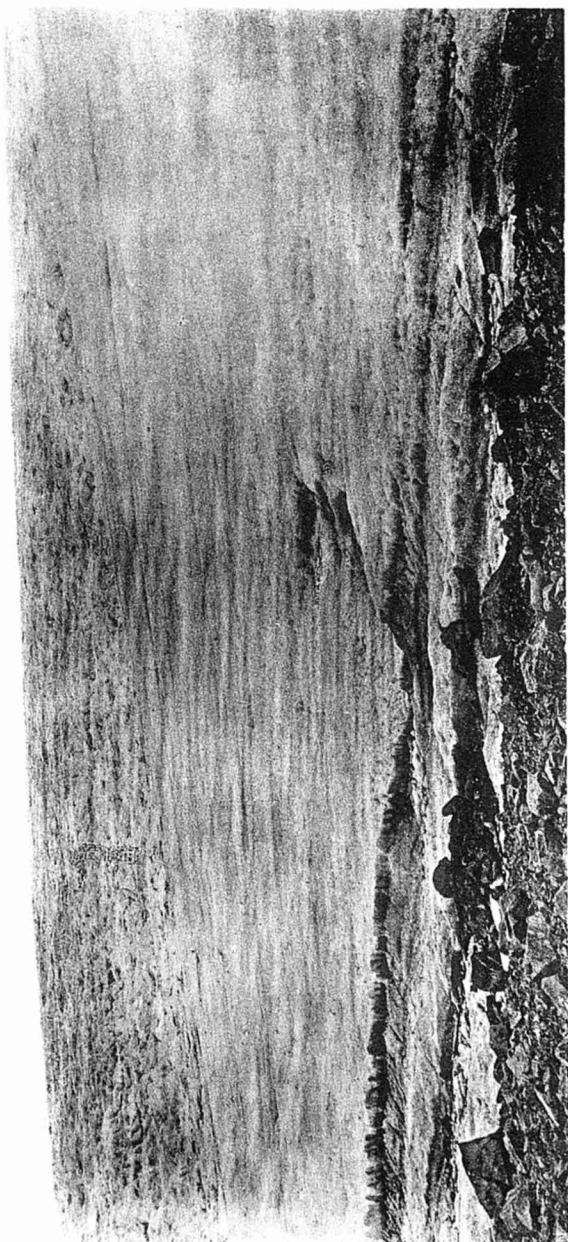
Die Fortsetzungen des Sermilik und des Kleinen Karajakfjordes in das Innere würden sich etwa unter einem rechten Winkel schneiden. Von dem Ainuk sah man, wie in der That zwei spaltenreiche Streifen im ruhigen Eise sich treffen. Es war ein großer, quer auf seinen geschwungenen Verlauf zerklüfteter Gürtel, welcher sich bogenförmig vom Sermilik zum Kleinen Karajakfjorde herumschwingt. Östlich von dem Kleinen Karajakstreifen wieder eine ruhigere Zone und dann auch die Fortsetzung des Großen Karajakfjordes durch einen Streifen starker Zerkleinerung markiert. Den Großen Karajakgletscher selber konnte man von dem Ainuk nicht überblicken, aber seine Fortsetzung in das Inlandeis war deutlich genug zu erkennen.

Es ist von Rink, Nordenskjöld, Jensen, Steenstrup, Nansen und allen, die das Inlandeis kennen, ausgesprochen worden, dass die Oberfläche nur in der Fortsetzung der großen Eisfjorde zerklüftet ist, und im Hintergrunde des Umanakfjordes sieht man diese Thatsache deutlich genug.

Die Zerkleinerung reicht nach den Schilderungen von Jensen, Peary, Maigaard, Nansen nicht weit in das Innere hinein; es entsteht daher die Frage, ob im Innern auch alle Unebenheiten des Untergrundes verschwinden oder ob das Eis dort nur mächtig genug ist, um sie gleichmäßig zu überdecken. Da wir die Gestalt des eisbedeckten Landes nicht kennen, wird die Beantwortung dieser Frage direkt nicht möglich sein; doch können wir aus dem Charakter der grönländischen Fjorde und anderer Fjordküsten schließen, dass ähnlich starke Zerstückelungen des Landes, wie an der Küste, im Innern nicht zu erwarten sind. Man wird die Mächtigkeit der Inlandeisdecke sicher am richtigsten schätzen, wenn man das Inlandeis als Plateaubildung fasst und als Höhe des Untergrundes die Höhe des freilich durch Fjorde zerstückelten Küstensaumes annimmt. Diese beträgt am Sermilikfjord 581 m. Von hier an bis zu den Höhen des Eises kann man dann die Mächtigkeit der Eisdecke rechnen.

Denn die Fjorde und fjordähnlichen Thäler sind offenbar nur kurze Einrisse in ein Plateau. Lehrreich ist in dieser Hinsicht der Itivdliarsukfjord, welcher an seinem nördlichen Ufer vier Einrisse zeigt, von denen der westlichste, Anat, den Inlandeisrand nicht erreicht; die drei östlichen ziehen das Plateaueis in sich hinein und sind heute mit den lebhaften Eisströmen erfüllt, von welchen wir später handeln werden, während der Anat eisfrei ist. Seine Gestalt gleicht vollkommen der des dritten eiserfüllten Risses; dieser ist auch ebenso kurz, wie der Anat, wie man aus dem durch fünf Nunataks markierten Thalschlusse sieht, zwischen denen das Inlandeis sich in die Tiefe des Fjordes hinab-

TAFEL II.



zwängt (vgl. Abbild. 5, S. 23). Beim Großen Karajak scheinen die Dinge ähnlich zu liegen, wir kommen darauf noch zurück.

Holland¹⁾ weist auch mit Recht auf den Vergleich mit anderen Fjordküsten hin, wie z. B. Norwegen, wo die Fjorde ebenfalls nur eine der Küstenzone eigene Form sind; und so wird man, ohne die Mächtigkeit des Inlandeises damit herabzusetzen, nicht fehl gehen, wenn man den Mangel an Eisspalten im Innern Grönlands durch einen Mangel an so kräftigen und tiefen Unebenheiten des Untergrundes erklärt, wie sie der Küstensaum zeigt.

Eine weitere Frage, die von Holland aufgeworfen und auch von K. J. V. Steenstrup erwähnt worden ist, ist die, ob das Inlandeis heute unter der Schneegrenze liegt, und ob es sich unter den heutigen Bedingungen wieder zu bilden vermöchte, wenn es plötzlich verschwände. Beide Forscher kommen zu dem Resultat, daß zu einer Neubildung keine Veranlassung vorliegen würde.

Dafs das Inlandeis vielfach in geringeren Höhen endet, als sie zusammenhängende schneefreie Felsen der Küste besitzen, ist sicher. Dies geschieht sowohl in den großen Eisfjorden, wie auch dort, wo das Plateau an der Küste geringere Höhen besitzt; denn der Inlandeisrand hält sich, wie wir eingangs erwähnten, möglichst stätig in dem gleichen horizontalen Verlauf und macht dabei die vertikalen Verschiedenheiten des Untergrundes mit. Der Eisrand kann daher in einem Gebiete viel niedriger als die Schneegrenze und der Eisrand in einem andern Gebiete liegen.

Es will mir aber nicht zulässig erscheinen, allgemein zu schließen, daß der Inlandeisrand niedriger als die Schneegrenze liegt, indem man die Höhen beider aus ganz verschiedenen Gebieten, z. B. wie es von Holland geschieht, die Höhe der Schneegrenze auf der Nugsuakhalbinsel mit der Höhe des Eisrandes bei Egedesminde oder bei Pakitsok Joldlek zwischen Ritenbenk und Jakobshavn vergleicht. Diese Höhen haben bei dem ganzen Charakter des Eisrandes nichts mit einander zu thun. Die Frage ist vielmehr, ob nicht die Höhe der Schneegrenze im Verlaufe der Küste der jeweiligen Höhe des Eisrandes folgt.

Es dürfte jedoch schwer sein, hierüber ein Urteil zu fällen, weil die Lage der Schneegrenze allzuwenig bekannt ist.

Schneeflecken und Rinnen finden sich das ganze Jahr hindurch im Umanakfjorde bis herab zum Meeresniveau, das Verbleiben des Schnees ist in hohem Maße orographisch bedingt. Über die klimatische

¹⁾ A. Holland, Om de Jsfylde Fjorde og de glaciaise Dannelser in Nordgrónland.

Schneegrenze liegen zu wenig Thatsachen vor. Aber die zusammenhängenden Schneemassen der Nugsuakhalbinsel und der nahe Eisrand daselbst können keine sehr verschiedene Höhe besitzen, weil die Höhe des Plateaus ziemlich gleichmäßig verläuft.

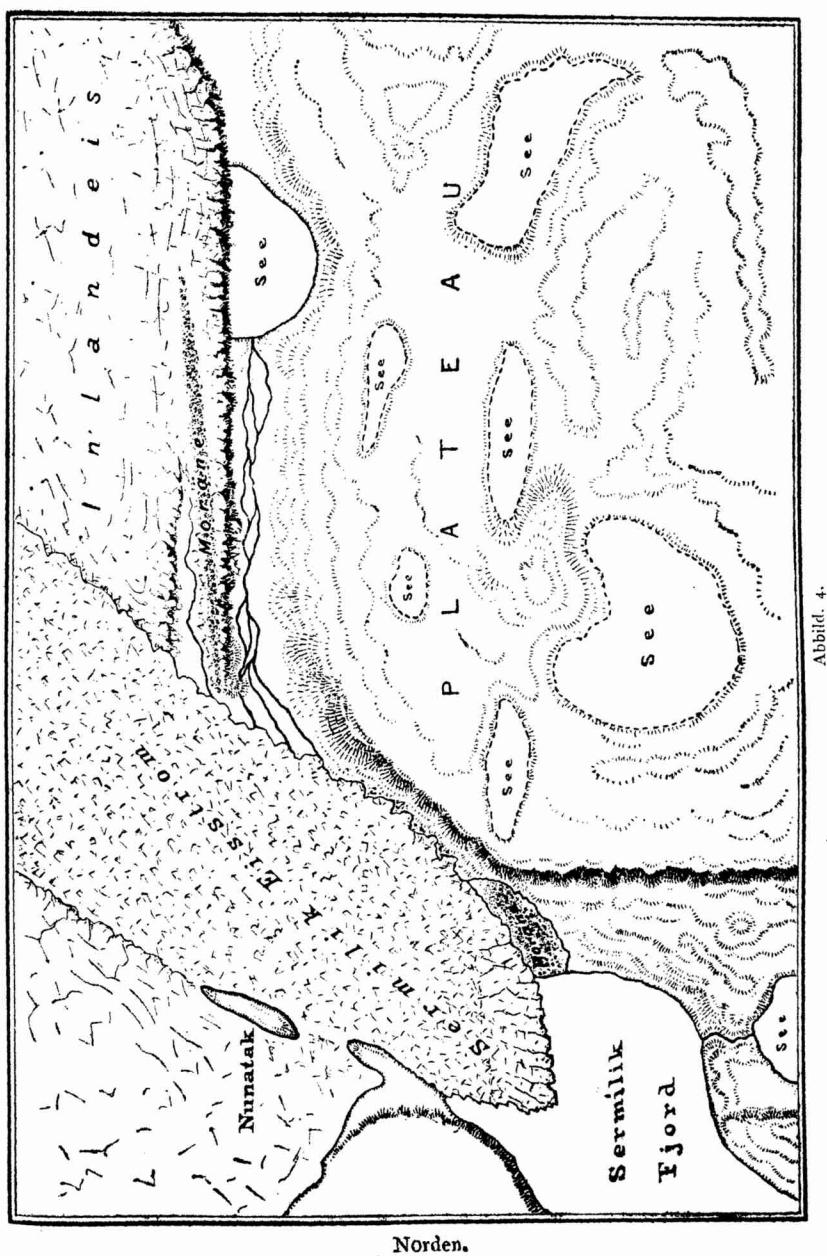
Die Oberfläche des Inlandeises war gänzlich von Schnee entblößt, sie hatte ein verwittertes, körniges Aussehen; wenn man mit dem Stock ein Loch stieß, rasselten die kaum haselnussgroßen Körner auseinander. Hier wie überall war es schwer, durch die körnig gelockerte Oberfläche zu gesundem Eis zu gelangen, nur in den Staublöchern und in den Wasserrissen war das Aggregat zu einer kompakten Eismasse zusammengekittet.

Über die Staublöcher habe ich oben gesprochen; die Oberfläche des Inlandeises ist ganz durchlöchert und steht dadurch in starkem Gegensatz zu der Oberfläche der großen Gletscher, wo der Staub zum Einschmelzen nicht Zeit findet. Bei den Gletschern färbt er die Oberfläche gleichmäßig bräunlich, beim Inlandeise wird durch das Einschmelzen des Staubes die blendend weisse Farbe bewahrt.

Den gänzlichen Mangel an Unebenheiten und Spalten auf dem Inlandeise erwähnte ich vorher; zwischen Sermilik und Karajakfjord war der Kontrast zu der Oberfläche der Gletscher und ihrer Fortsetzung in die Inlandeisdecke außerordentlich stark. Die Gletscher aufgelöst in Spitzen und Spalten, das Inlandeis vollkommen ruhig und eben, kaum merklich nach innen zu ansteigend. Nur einzelne Sprünge waren auf der Oberfläche des Inlandeises zu sehen, und bei dem einen war der nach dem Lande zu gelegene Teil gegen den inneren etwa um einen halben Meter gesunken. Vereinzelte flache muldenförmige Rinnen mögen zu anderen Zeiten von Bächen durchströmt sein, bei unserm Besuch war kein fliessender Bach auf dem Inlandeise vorhanden; vielleicht mag es daher sein, daß der Himmel bewölkt war und dichte Nebel über die Eisdecke streiften; die Temperatur um 6 Uhr abends war noch nicht 2° C. über Null.

Die Temperatur der Luft bleibt in Grönland meistens niedrig, selten haben wir mit dem Schleuderthermometer $+8^{\circ}$ C. gemessen; die Temperatur der Sonnenstrahlen ist dagegen sehr intensiv. Herr Baschin hat auf dem Wege zum Inlandeise eine Differenz von ca. 20° gegen die Lufttemperatur festgestellt. Wenn der Himmel sich bewölkt, dann spürt man den Unterschied stark, besonders auch dadurch, daß bei bewölkttem Himmel die Mückenplage verschwindet, während die Sonne die Mücken in großen Scharen hervorlockt.

Bemerkenswert war ein Steinzug, welcher in geringem Abstande vom Rande des Inlandeises diesem fast parallel bis ungefähr zur Mitte



Abbild. 4.

des Eissees verfolgbar war. Die Verhältnisse werden am besten durch die vorstehende Zeichnung (Abbild. 4) erklärt.¹⁾

Die Seitenmoräne der Gletscherzungre hatte dort, wo der Gletscher dicht an den Absturz des Plateaus herantritt, eine Unterbrechung erfahren, sonst hätte man den Steinzug im Inlandeise, welcher übrigens selbst einen Eiskern umhüllte, als seine Fortsetzung auffassen können. Nur folgte er oben nicht der Fortsetzung des Gletschers, die sich im Iulandeise deutlich markierte, sondern dem Rande des Inlandeises, auf diese Weise mit dem Gletscherrand divergierend.

In der Nähe des Gletscherrandes war der schneebedeckte Abhang dieses Steinzeuges zugleich der Abhang des Inlandeises, mehr südlich verließ er ein wenig weiter nach innen und bildete eine ziemlich breite Steinreihe auf der Oberfläche des Eises. Über die Oberfläche des Eises erhöht war diese nicht, aber durch die Strahlung der in der Sonne stark erhitzten Steine war das unmittelbar daran liegende Eis geschmolzen; die so gebildete Rinne an der inneren, dem Inlandeise zugekehrten Seite des Steinzeuges wurde von einem Bache benutzt, welcher sich nach Norden unter dem Sermilikgletscher verlor, ebenso wie der Reihe nach die Arme des äusseren Baches, welcher den Eissee entwässert.

Woher dieser Steinzug stammte, vermag ich nicht zu entscheiden, ebensowenig, ob er bis zu der Unterlage des Eises hindurch reicht; dem Anschein nach besteht er zum grössten Teile selber aus Eis. Er gleicht vollkommen den Moränenzügen, wie sie die grossen Gletscher seitlich begleiten, auch das Material war der gewöhnliche grönländische Gneiss und Granit; aber ein Moränenzug in dieser Lage ist wieder eine Erscheinung, die mit den Hauptproblemen des Inlandeises enge verknüpft ist und längerer Studien zu ihrer Erklärung bedarf.

Die Eisfjorde und die Inlandeisströme.

Indem wir nunmehr das Inlandeis verlassen und die Gletscher Grönlands betrachten wollen, ist es zunächst notwendig, eine scharfe Unterscheidung zu treffen zwischen den eigentlichen Gletschern, welche, außer Zusammenhang mit der Eisbedeckung des Innern, wenigstens nahezu den Gletschern der Alpen sich vergleichen lassen, und den zunächst schon durch ihre gewaltigen Dimensionen davon verschiedenen Abflüssen des Inlandeises, den Inlandeisströmen. Den auffälligsten Unterschied werden wir in der Begrenzung finden. So stark und

¹⁾ Diese Skizze ist nach der Natur gezeichnet und beruht nicht auf Messungen. Die Größenverhältnisse mögen daher im einzelnen falsch sein; es kam uns nur darauf an, die Situation in ihren allgemeinen Umrissen und Charakteren zu skizzieren.

mächtig die lokalen Gletscher der Nugsuakhalbinsel auch sind, ihrem Strömen sind doch wie bei den Gletschern der Alpen durch die Thalwände bestimmte Grenzen gesetzt. Der westliche Ujarartorsuakgletscher, den wir später genauer beschreiben werden, fällt zwar durch eine Lücke des Trapplateaus der Halbinsel Nugsuak so mächtig auf die davor gelegene sedimentäre Abdachung hinab, dass er sich fast rechtwinklig teilt; aber jeder der beiden Arme fliesst wenigstens in seinem unteren Teile in einem Thal, nur an der Teilungsstelle selbst hat es den Anschein, als könnte der Gletscher das ganze Vorland übereisen.

Eine solche Begrenzung und Bestimmung der Stromrichtung ist bei den Inlandeisströmen nur in den untersten Teilen vorhanden, wo sie in die Fjorde hinabgefallen sind; nach oben zu aber setzen sie sich, wie schon erwähnt, noch weit in das Inlandeis fort, als zer-spaltene Streifen, umhüllt von ruhigem Eise. Der Verlauf derselben mag durch die Gestaltung des vereisten Landes vorgezeichnet sein, sichtbar ist er nicht bedingt; die Inlandeisströme fliessen durch ruhiges Eis, sie sind Teile der zusammenhängenden Decke des Innern, und dass wir sie von derselben unterscheiden, liegt nur an ihrem Hinaustreten durch die Fjorde ins Meer und der dadurch bedingten Oberflächen-gestalt. Ihre starke Zerklüftung dokumentiert ihre starke Bewegung gegenüber dem sie umhüllenden, ruhigen Eis.

Denken wir uns eine plastische Masse Lehm oder wasserdurchtränkten Sand auf einer Tischplatte so gelagert, dass die Böschung, welche sich nach allen Seiten herstellen muss, noch vor dem Tischrande endigt, so wird die Masse auf dem Tische im Gleichgewicht verharren. Denken wir uns dann den freien Tischrand bis in die Lehmmaße hinein stellenweise ausgeschnitten, so wird die Lehmmaße in diese Lücken hineinstürzen, und auch dort, wo die Einschnitte schon aufgehört haben, wird sich in der Lehmmaße ein Fluss nach den Ausschnitten herstellen müssen.

Das ist das Wesen der Inlandeisströme. Das Inlandeis lagert im Gleichgewicht auf dem Plateau, rings umgeben noch von einem eis-freien Gürtel. Aber dieser ist durch die Fjorde kreuz und quer durch-schnitten, und in den Ausschnitten stürzt das Inlandeis in den mächtigen Strömen ins Meer.

Wie gewaltig die Bewegung ist, in welcher dieses Hinaustreten in die Fjorde erfolgt, ist durch die ausgezeichneten dänischen Arbeiten bekannt geworden, welche in den Meddeleser om Grönland niedergelegt sind. Nach der wohl zuerst von A. Helland¹⁾ angewandten

¹⁾ Om de isfydte Fjorde etc., S. 19 ff.

Methode hat insbesondere K. J. V. Steenstrup¹⁾ eine grosse Zahl von Messungen angestellt, die namentlich auch den grossen Unterschied zeigen, welcher zwischen der Bewegungsintensität der Inlandeisströme und der lokalen Gletscher besteht. Man vergleiche dazu die grundlegenden Messungen Hellands und später Hammers²⁾ am Eisstrom von Jakobshavn, Ryders³⁾ in Upernivik und andere mehr.

H. Rink, welcher als der erste die grosse Bedeutung der Inlandeisforschung für die Geologie so nachdrücklich betont und in langjähriger Arbeit die Kenntnis der Eisverhältnisse Grönlands in bahnbrechender Weise gefördert hat, nennt fünf Inlandeisströme als diejenigen, welche die Hauptmasse der Eisberge in das Meer hinausführen.⁴⁾ Es sind das der Große Jakobshavner Eisstrom ($69^{\circ} 10' n.$ Br.), der Torsukatak in der Bucht hinter Erbprinzen-Eiland unter $69^{\circ} 50' n.$ Br., der Große Karajak $70^{\circ} 25' n.$ Br. und der Große Kangerdlusoak oder Umiamako $71^{\circ} 25' n.$ Br. im Hintergrund des Umanakfjordes, endlich der Uperniviks Eisstrom auf $73^{\circ} n.$ Br.

Acht bis zehn Eisströme tragen zu der Anzahl der Eisberge im Meer in geringerem Mafse bei von den ca. 28 Inlandeisströmen im ganzen, welche Rink kennt.

Von diesen Inlandeisströmen haben wir am 18. Juni 1891 den Jakobshavner Eisstrom gesehen, allerdings nur von dem Seitenfjord Natdluarsuk aus, wo man wegen der grösseren Entfernung keinen so guten Überblick hat, wie von der Südseite⁵⁾; vom 3. bis 7. Juli sind die Ausflüge zum Sermilikeisstrom und dem Inlandeise daneben erfolgt, vom 11. zum 12. Juli wurde der Große Karajakeisstrom besucht, und vom 15. bis 18. Juli haben wir bei den Gletschern des Itivdliarsukfjordes geweilt. An dem westlichsten Eisstrom des Itivdliarsukfjordes habe ich einige Messungen über die Intensität der Bewegung gewonnen, mit welchen ich nunmehr beginne.

¹⁾ Bidrag til Kjendskab til Braerne og Brae-Isen i Nord-Grónland, Medd. om Grónl. IV, S. 69 ff.

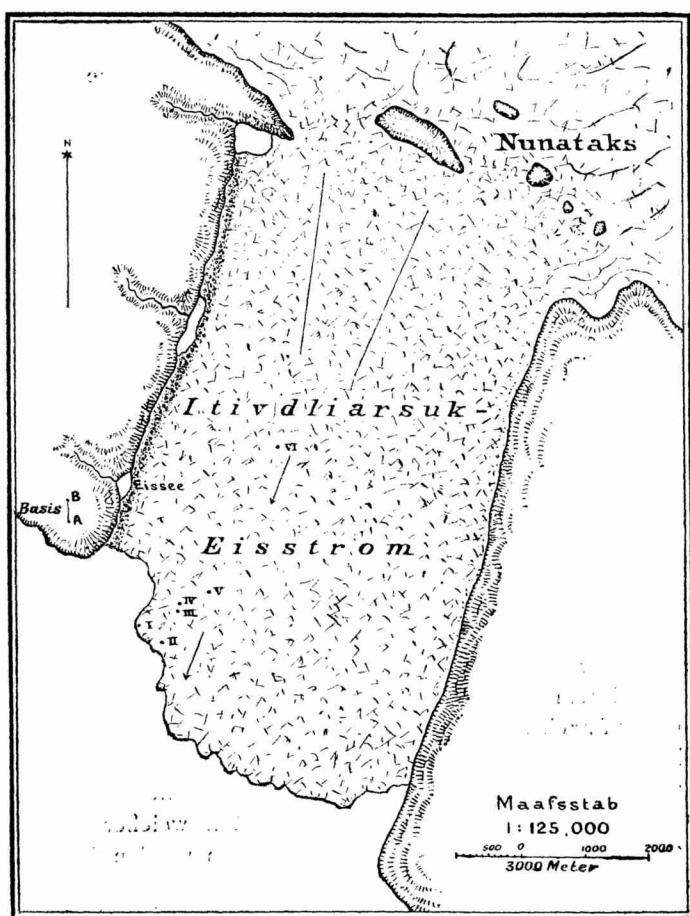
²⁾ Medd. IV u. VIII.

³⁾ Medd. VIII.

⁴⁾ H. Rink, Om den geographiske Beskaffenhed af de danske Handelsdistrikter in Nord-Grónland. Kjóbenhavn 1852, S. 12.

⁵⁾ Man bleibt dort noch in einer Entfernung von mehr als $1\frac{1}{2}$ deutschen Meilen vom Gletscherrand, während Helland und Hammer auf der Südseite über den Seitenfjord Tasiusak ganz nahe herankommen konnten. Rink hat den Besuch von beiden Seiten ausgeführt; wir wurden an dem Besuch von der Südseite durch die Eissperrung gehindert, welche die Mündung des Jakobshavner Eisfjords in weitem Umkreise umgab.

Die beistehende Skizze (Abbild. 5) des westlichen Itivdliarsukeisstroms möge die Situation erläutern. Obgleich drei Inlandeisströme in den Fjord münden, war um Mitte Juli das Fahrwasser offen. Die Gletscher hatten lebhaft gekalbt, aber die Eisberge waren zum größten Teile



Abbild. 5.

nach dem gegenüberliegenden südwestlichen Ufer des Itivdliarsukfjordes getrieben. Wir kamen vom Amitsuatsiakfjorde mit dem Boot über Land und mussten den Eisbergen nach Osten ausweichen; weiterhin ging es gut, die Landung bei Ekinga — es ist das der ein-

springende Winkel zwischen Gletscher und Fels — ist bequem, und die Gegend ist zum Messen in hervorragendem Maße geeignet.

Die Plateauzunge westlich vom Gletscher ist fast ein Nunatak, d. h. eine Insel im Eis. Das Inlandeis tritt auf der Plateauhöhe ganz nahe an die Anat genannte Bucht heran; würde sein Rand nur ein wenig weiter nach vorne geschoben, würde das Eis den steilen Abhang im Hintergrunde dieser Bucht hinabsteigen, und Anat wäre dann auch von einem Eisstrom erfüllt. Nun ziehen schon die drei östlich gelegenen, der Anatbucht vollkommen ähnlichen Fjordbuchten die Massen des Plateaueises so kräftig in sich hinein, dass der Rand nicht mehr in den Anatfjord vordringen kann.

Die Plateauzunge fällt treppenförmig gegen den äußersten Gletscher hinab, die einzelnen Stufen sind schmal und scheinen horizontal zu verlaufen. Vom Thalanfang geht man daher eben auf einer solchen Stufe dahin und kommt dadurch in immer gröfsere Höhen über die gletschererfüllte, schnell abfallende Thalsohle, so dass man schliefslich eine grosse Anzahl der steilen Stufenabstürze hinabzusteigen hat, um hinunter zu gelangen. Die Felswände sind durchweg vom Eise poliert und geglättet, die Stufen sind mit Gras- und Moospolstern belegt, aber die Abstürze sind vielfach so stark verwittert, dass die herabgefallenen Blöcke den Weg auf den niederen Stufen versperren.

Die unterste Stufe besitzt eine gröfsere Ausdehnung, sie bildet auch die Landzunge, auf welcher die Basis gezeichnet ist. Als die Eismassen der Vorzeit das steil treppenförmig aufsteigende Plateau in der Thalrichtung passiert hatten, haben sie sich durch diese unterste Stufe nicht mehr eindämmen lassen, sondern sich fächerförmig verbreitet. Daher ziehen sich die Stufengürtel, welche den obersten Plateauboden umgeben, aus ihrem bisherigen, parallel zum Thal gerichteten, südwestlichen Verlauf nach Westen herum. Bei den früheren Eismassen kreuzten sich hier die Stromrichtung des Itivdliarsukfjordes und des heutigen Itivdliarsukgletschers, aber die erstere ist Sieger geblieben und bestimmt schon den Charakter der untersten Stufe, auf welcher die Basis in einer Länge von 342 m sehr bequem gemessen werden konnte. Die Glättung ihrer Felsen ist in der Richtung des Itivdliarsukfjordes und nicht des heutigen Gletschers erfolgt.

Von dieser Basis aus sind sechs besonders hervortretende Eisspitzen in den in der Tabelle angegebenen Zeiten beobachtet worden. Ihre Lage wird in der Skizze (Abbild. 5) veranschaulicht, man ersieht, dass sie etwa in $\frac{1}{4}$ der Gletscherbreite von dem Ufer der Basis entfernt lagen, und doch waren es die hintersten Spitzen, die ich in den verschiedenen Richtungen aufzufinden vermochte. Der Gletscher ist also

so stark gegen die Mitte gewölbt, dass man von dem 69 m hohen Basispunkt A nur $\frac{1}{4}$ der Gletscherbreite übersehen konnte, die hier etwa 5500 m beträgt.

Um die beobachtete Bewegung sichtbar zu machen, genügt der Maßstab unserer Skizze nicht. Wenn man die einzelnen Beobachtungen in größerem Maßstabe graphisch darstellen wollte, würde man eine sehr sonderbare Bewegung darin ausgedrückt finden. Sämtliche Punkte bewegen sich scheinbar von 1 Uhr mittags bis 6 Uhr abends in direkter Richtung von der Basis fort, von da bis 10 Uhr morgens wieder auf die Basis zu mit einer gleichzeitigen Verschiebung in der Thalrichtung abwärts, um dann 1 Uhr mittags am nächsten Tage ausschließlich eine Verschiebung in der Richtung des Thales erreicht zu haben gegenüber der Lage in der gleichen Zeit am Tage vorher. So ist die Bewegung scheinbar in einer gegen die Basis hin geöffneten Schleife erfolgt.

Da aber die Gröfse der Verschiebung in der Thalrichtung, wie sie sich allein durch die beiden Mittagsbeobachtungen ausdrückt, mit den Resultaten, die K. J. V. Steenstrup¹⁾ an dem gleichen Gletscher gewonnen hat, stimmt und ihre Richtung bei einem Eisstrom doch die wahrscheinlichste ist, weil sie mit der Thalrichtung zusammenfällt, sind wir geneigt, diese Verschiebungen der Eisspitzen für die reellen zu halten und haben sie daher zu den Resultaten unserer Tabelle²⁾ benutzt.

Leider wurden wir am Morgen des 18. Juli durch Kajakpost zur Rückreise zum Schiffe berufen, so dass ich nur noch die einmal vier- und zwanzigstündigen Beobachtungen zu vollenden vermochte. So musste ich es heute unentschieden lassen, wie es sich mit den anderen Verschiebungen, die meine Zahlen zeigen, verhält. Dass es tatsächliche Bewegungen sind, möchte ich nach allen bisherigen Resultaten über Gletscherbewegung und ihre Abhängigkeit von der Thalrichtung für ausgeschlossen halten, sowie auch deshalb, weil die scheinbare Bewegung, die Richtung der Schleifen, in auffälliger Abhängigkeit von dem Beobachtungsorte steht. Die Erklärung durch Refraktionsverhältnisse liegt hier am nächsten; die beiden Mittagsbeobachtungen sind unter gleichen Witterungsverhältnissen erfolgt, bei heiterem, aber

¹⁾ Medd. IV, S. 83.

²⁾ In der Tabelle bezeichnet x den Abstand vom Basispunkt A in der Richtung der Basis, positiv thalabwärts, negativ thalaufwärts gerechnet. y ist die senkrechte Entfernung von der Basis, dx und dy die bezüglichen Verschiebungen; b bedeutet die absolute Gröfse der Bewegung. Die Indices geben die einzelnen Phasen der Bewegung, wie sie die Beobachtungen darstellen. Alle Entfernungen sind in Metern gegeben.

stellenweise bedecktem Himmel, die Abendbeobachtung hatte unter starkem Nebelzuge und Regen zu leiden. Die Nacht hindurch hatte es geregnet, bei der Morgenbeobachtung war die Sonne eben durch-

Beob- ach- tung	Datum 1891	Zeit der Beobachtung	Lage	Beobachtete Punkte.					
				I	II	III	IV	V	VI
I	17. Juli	1h15'—2h45' p. m.	Lage gegen die Basis	x 1601 1093	1825 1468	1371 1706	1264 1713	1089 2185	-1193 3289
II	—	4h45'—5h45' p. m.	Bewegung gegen Beobachtung I	dx ₁ dy ₁	+22 +24	+35 +16	+11 +11	+7 +9	-16 +52
III	18. Juli	9h30'—10h35' a. m.	Bewegung gegen Beobachtung II	b ₁ dx ₂ dy ₂	25 —8 —12	42 —21 —22	23 —1 —12	15 —3 —13	12 —7 —26
IV	—	12h50'—1h30' p. m.	Bewegung gegen Beobachtung III	b ₂ dx ₃ dy ₃	14 —3 —3	30 —5 —5	12 —8 —8	13 —1 —1	13 —7 —27
			Veränderung der Lage von Beobachtung I zu IV	b ₃	5	7	10	1	28
			reelle Bewegung in ca. 24 Stunden . . .						26
			Richtung dieser Bewegung:						
			Winkel gegen die Basis		20°	19°	19°	26°	34°
			Winkel gegen die linke Thalwand . . .		2°	1°	3°	1°	16°
			Abstand vom Gletscherrand I)		0	-98	+407	+511	+847
			Abstand vom linken Ufer		820	1245	1331	1304	+3334 2044
									1700
									4,1 m

¹⁾ Hier ist der Abstand vom Gletscherrand thalaufwärts positiv gerechnet. Daß Punkt II um — 98 m von dem Gletscherrand bei Punkt I entfernt liegt, zeigt, wie stark der Rand nach außen konvex ist. Punkt I gehörte dem Rand unmittelbar an, während man das von II nicht so absolut feststellen konnte.

gebrochen und brannte stark auf den nassen Boden, die Verdunstung war gross und die Luft sehr unruhig. Es bleibt zu untersuchen, ob derartige Verschiebungen sich auch bei anderen Witterungsverhältnissen zeigen.

Wenn wir die in den beiden Mittagsbeobachtungen ausgesprochene Bewegung für reell halten, so sehen wir also in den Punkten I bis IV eine Bewegung von durchschnittlich 10,3 m in 24 Stunden erreicht. Sie liegen nicht fern von einander und nahe dem Gletscherrand, in etwa $\frac{1}{4}$ der Gletscherbreite vom rechten Ufer entfernt. Der etwas weiter nach der Mitte belegene Punkt V hat sich stärker bewegt, dagegen der etwa $3\frac{1}{2}$ km aufwärts gelegene Punkt VI viel geringer, er hat nach den obigen Messungen nur $\frac{1}{4}$ der Bewegung von V. Dafs aber die Bewegung gletscheraufwärts so stark abnimmt, möchten wir durch diese eine Beobachtungsreihe noch nicht für bewiesen erachten. Allerdings hat Steenstrup auch eine ähnlich starke Abnahme der Bewegungsintensität thalaufwärts bei dem gleichen Gletscher gemessen.¹⁾

Indem wir nun daran gehen, einzelne Erscheinungen bei den Inlandeisströmen im Zusammenhange zu besprechen, wollen wir dieselben von ihrem Ursprung abwärts verfolgen. Wir werden dabei im wesentlichen von dem westlichsten Itivdliarsukeisstrom, von dem Sermilik und dem Grofsen Karajak handeln; denn die beiden anderen Eisströme des Itivdliarsukfjords, die beide bis ins Meer hinabsteigen, sowie den Kleinen Karajak und den Jakobshavner Eisstrom haben wir doch nur aus der Ferne gesehen, so dass wir diese nur in Einzelheiten hier heranziehen dürfen.

Wir haben schon mehrfach erwähnt, dass der Ursprung der grossen Ströme im Inlandeis liegt, und dass sie selbst durchaus als Teile des Inlandeises gelten müssen. Die Fjorde haben das Plateau bis durch den Eisrand hindurch zerschnitten, und in den Ausschnitten drängt die plastische Eismasse ins Meer. Die Bewegung des Eises bleibt dabei nicht auf die Ausschnitte selber beschränkt, sondern ist noch weithin kenntlich in der Fortsetzung der Fjorde durch die zer- spaltenen Streifen, umhüllt von ruhigem Eis. So sind die Inlandeisströme nur durch die Gestaltung des Untergrundes zur Bewegung gezwungene Inlandeisstreifen. Wir haben hierbei die Zerklüftung als Zeichen der Bewegung gefasst, denn über die bezügliche Intensität der Bewegung können wir jetzt noch keine Angaben machen.

Dafs das Anschneiden des Plateaus durch die Fjorde garnicht sehr

¹⁾ Medd. IV, S. 83.

tief hinein statt zu haben braucht, zeigt die eisfreie Anatbucht, wo das Inlandeis nur bis hart an den steilen Thalschluss hinantritt, ohne sich hinabzubewegen. Dieser Bucht parallel münden in den Itivdliarsukfjord noch jene drei anderen Buchten, und je weiter nach Osten, also je näher zum Inlandeise, desto voller stürzt das Eis in diese tiefen Buchten hinab.

Es wäre von Interesse, die Intensität der Bewegung einmal in diesen drei Eisströmen zu vergleichen, ob unter ganz gleichen Verhältnissen der dem Inlandeise nächste Eisstrom die Kraft des Inlandeises am meisten dokumentiert. Der Thalschluss könnte darauf hindeuten; denn in den beiden östlichen Gletschern, die übrigens nur in dem alleruntersten Teile durch einen runden Felsen getrennt sind und sonst zusammengehören, stürzt sich das Inlandeis in vollem Sturze ins Meer, in dem dritten zwängt es sich, wie unsere Skizze (Abbild. 5) darstellt, zwischen fünf Nunataks hindurch, ehe es in die Bucht hinabgelangt, und der Anat ist eisfrei.

Die fünf Nunataks des westlichen Itivdliarsukeisstroms im Bunde mit dem Vorsprung des rechten Ufers bilden einen zusammenhängenden förmlichen Thalschluss; das Inlandeis benutzt die Lücken darin, um die Tiefe der Bucht zu erreichen. Zwischen dem grössten Nunatak und dem rechten Ufer geschieht es mehr in einem breiten, ruhigen Flus, doch die kleinen Nunataks sind stark vom Eise überwölbt; aber die Masse weicht aus, ohne sie zu überdecken und zwängt sich in spaltenreichem Sturz zwischendurch in die Tiefe. Die verschiedenen Eismassen verschmelzen dann zu einem einheitlichen Strom, der das ganze Thal füllt; der Vorsprung des rechten Ufers ist noch eine Strecke hin kenntlich durch einen ruhigen Eiskeil in seinem Schutz.

Von Interesse sind die braunen Streifen, welche den grossen Gletscher von dem Thalschluss an bis etwa zur Hälfte seiner Länge begleiten. Die ganze Oberfläche ist mit Staub bedeckt und ihre Farbe ist bräunlich. Aber in den beiden Strichen, die ich auf der Skizze (Abbild. 5) angegeben habe, erhält dieses Braun einen dunkleren Ton, der dann auf der zweiten Hälfte der Gletscherlänge wieder verschwindet.

Auch bei dem Großen Karajakeisstrom ist ein derartiger brauner Streifen sichtbar, er beginnt dort an dem Felsenvorsprung unmittelbar nordöstlich Tasiusak und zieht sich gletscherabwärts ein wenig quer bis zum Rand. Dieser Streifen ist die ungefähre Grenze eines Eiskeils, welcher in dem Schutze des Felsenvorsprungs liegt, an dem auch der braune Streifen beginnt, und eine weit ruhigere Oberfläche besitzt, als der Eisstrom außerhalb. Wenn man diese Grenze allerdings auf dem Gletscher aufsucht, wird man sie kaum entdecken, denn der

ruhige Eiskeil und der äußere bewegte Strom sind durch Übergänge verbunden, aber von ferne erscheint sie ziemlich scharf. Die ruhigere Zone am Rande, über welche Bäche in flachen Rinnen hinabebilen, hört an dem braunen Streifen auf, und von dort steigt die Oberfläche stark gegen die Mitte an, aufgelöst in ein wildes Gewirr von Spitzen und Spalten. Es hat den Anschein, als ob die tiefer braune Färbung des Grenzstreifens nur dadurch begründet ist, daß die plötzlich gegen die Mitte aufsteigende Eismasse eine stärkere Neigung hat und dadurch in anderer Beleuchtung erscheint. Gerade in dem Streifen, wo das stärkere Aufsteigen erfolgt, ist der dunklere Ton; die ruhige Oberfläche des Eiskeils am Rande, sowie die stark zerklüftete Oberfläche, nach der Höhe des Gletschers zu, haben eine lichtere Farbe.

Auch beim Itivdliarsukgletscher kann die gleiche Annahme gelten. Gerade in seinem oberen Teil sind die Höhenverhältnisse des Gletschers in einem Querschnitt sehr verschieden; es ist nicht eine einheitliche Wölbung von den Rändern zur Mitte, weil durch den Zusammenfluß der verschiedenen Ströme zwischen den Nunataks manche Pressung und Stauung erfolgt. Und man wird dann die braunen Streifen dort sehen, wo die Gletscheroberfläche plötzlich sich hebt. Jedenfalls verschwinden diese braunen Streifen auf dem Itivdliarsukeisstrom weiter nach unten, wo die verschiedenen zusammengeströmten Eismassen zu einem einheitlichen Strom verschmolzen sind, dessen Oberfläche einen gleichmäßigeren Abfall nach beiden Seiten besitzt.

Bei dem Grossen Karajak ist ein durch Nunataks gebildeter Thalschlufs nicht vorhanden, wie bei dem westlichen Itivdliarsuk, wenigstens ist er vom Eise verhüllt, das sich in ununterbrochenem, etwa eine deutsche Meile breitem Strom in den Fjord hinabdrängt. Es ist aber nicht unwahrscheinlich, daß der schon erwähnte Felsenvorsprung unmittelbar nordöstlich Tasiusak der Ansatz eines verhüllten Thalschlusses ist; denn in der Verlängerung dieses Felsenvorsprungs quer über den Gletscher ist der Fall der Oberfläche in der Thalrichtung weit steiler und wilder, als vorher und nachher. Das Eis hat den ganzen felsigen Hintergrund des Fjords überwölbt; möglich, daß hier Beobachtungen über die Bewegungsintensität des Eisstroms in verschiedenen Querschnitten auch über die Gestaltung des Untergrundes einen Anhalt gewähren; denn wenn, wie wir oben voraussetzen, ein Thalschlufs vorhanden ist, ähnlich wie beim Anat und dem westlichen Itivdliarsuk, müßte sich sein stärkerer Abfall durch eine stärkere Be wegung markieren.

Die beiden soeben behandelten Eisströme schieben sich noch eine Strecke weit im Fjorde vor, nachdem sie in steilerem Sturz die Thal-

sohle erreicht haben. Bei dem Sermilikstrom existiert nur dieser Sturz von der Höhe des Inlandeises die Hinterwand des Fjordes hinab, ohne Fortsetzung, wenn die Tiefe erreicht ist. Leider ist die Aufnahme des Sermilikgletschers stark durch Nebel gestört, der auf dem Inlandeise lagerte, aber man erkennt doch deutlich den Unterschied, der zwischen diesem Eisstrom und den beiden anderen herrscht. (Tafel III.)¹⁾ Der Gletschersturz ist zugleich die Gletscherzunge, die Wirkung auf das Inlandeis hinter dem Thalschluss ist darum nicht weniger kräftig, wie wir es ja schon in Abbild. 4 und auf Tafel II bei Besprechung des Inlandeises dargestellt haben. Es liegt nahe, den durch den Sermiliksturz verhüllten Hintergrund des Fjordes mit dem eisfreien Hintergrund des Itivdliarsukfjordes zu vergleichen, wo das Inlandeis wieder nur bis auf die Höhe herantritt, weil es durch die drei Seitenfjorde desselben, man könnte sagen, schon hinreichend geschröpfst wird.

Die Oberfläche der großen Gletscher ist stets frei von Moränen, dagegen hat sie, wie schon erwähnt ist, eine bräunliche Farbe, die von den Staubmassen des Landes herrührt. Ein Einschmelzen des Staubes in Löchern, wie wir es auf dem Inlandeise gesehen hatten, habe ich nur auf dem keilförmigen Streifen des Großen Karajak gefunden, welcher sich in dem Schutze des Felsenvorsprungs nordöstlich Tasiusak augenscheinlich in größerer Ruhe befand, als der übrige Gletscher, und dort war es auch bei weitem nicht in dem Masse der Fall, wie auf der Oberfläche des Inlandeises. Möglich, dass die starke Bewegung die Form der Oberfläche so häufig verändert, dass es zum Einschmelzen in Löchern nicht kommt, sondern dass der Staub mehr mit dem Eise verknüpft wird. Wie außerordentlich zerklüftet die Oberfläche der großen Gletscher ist, zeigt Tafel IV²⁾; die Aufnahme ist auf dem Itivdliarsukeisstrom erfolgt. Die Höhe der Spitzen in dieser Gegend habe ich auf etwa 20 m gemessen, dazwischen liegen die tiefen Schlünde und Spalten, in welchen Wasser sich ansammelt und wo der Staub der Oberfläche zusammengespült ist.

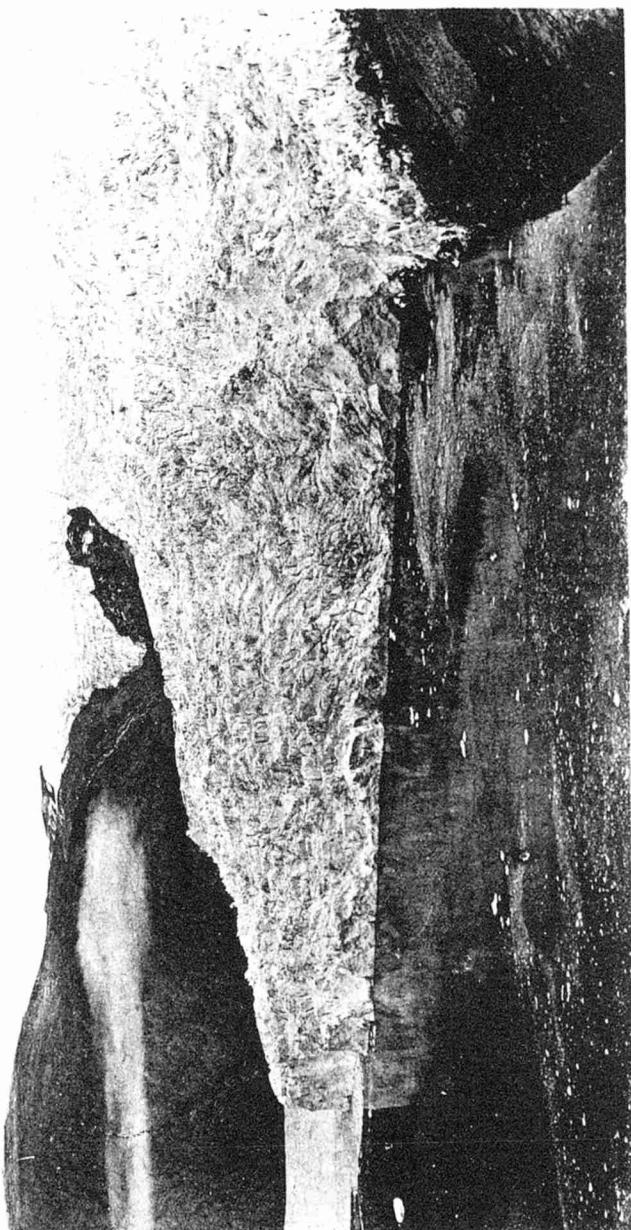
Mit Recht ist von K. J. V. Steenstrup die Frage aufgeworfen³⁾, ob die Bewegung des Eises der einzige Grund dieser wilden Zerklüftung sei, ob nicht noch andere Faktoren, z. B. die Erkaltung, dabei mitwirkend sind. Bei der großen Mächtigkeit der Inlandeisströme, die

¹⁾ Tafel III: Absturz des Inlandeises in den Sermilikfjord als Sermilikgletscher.

²⁾ Tafel IV: Die Oberfläche des westlichen Itivdliarsukeisstroms; die Aufnahme ist zwischen zwei Eisspitzen erfolgt.

³⁾ Medd. IV, S. 79.

TAFEL III.



TAFEL IV.



man zahlenmäßig allerdings nicht kennt, die man aber aus der sonstigen Tiefe der Fjorde herleiten kann, ist die Erklärung der Spalten durch Bewegung über Unebenheiten des Untergrundes in der That sehr erschwert.

Bei dem Sermilikstromen werden wir die Zerklüftung verstehen, wo die Eismasse nur einen steilen Abhang hinabdrängt; aber wenn beim Grossen Karajak oder Itivdliarsuk der Untergrund sich unterhalb des steilen Thaluntergrundes augenscheinlich wieder verflacht, dann müfste sich bei dem gröfseren, der Bewegung hier geleisteten Widerstand doch die Eismasse stauen und dadurch ein Schließen der Spalten erfolgen. Aber das geschieht nicht. Bei einigen lokalen Gletschern ist wohl die Oberfläche im untersten Teile mehr zusammengeschmolzen, aber bei den Inlandeisströmen nie, die gewaltige Zerklüftung setzt sich fort bis zum Rand. Es ist fast, als ob die einmal entstandenen Unebenheiten bestehen bleiben müfsten, als ob sich dort mehr gewaltige Trümmerhaufen von Eisblöcken vorwärts drängten, und doch sind die Gletschermassen kontinuirlich, es sind durchaus einheitlich verschmolzene Ströme.

Wir müssen annehmen, dass sich die gewaltigen Spaltensysteme in der Bewegung fort dauernd umbilden. Dafür sprechen auch die zahlreichen wieder geschlossenen Spalten, welche man findet, und welche schon in den Eisbergen, die im Meere treiben, als breite blaue oder schmutzige Bänder erkennbar sind. Auf dem Sermilikeisstromen konnten wir ein blaues Band untersuchen; es hatte eine schwach thalaufwärts geneigte Lage und bestand aus etwa 10 cm langen Eisnadeln, welche senkrecht zu den Begrenzungsfächen, also zu den ehemaligen Spaltwänden standen. Bei einem Stosse darauf splitterten sie leicht auseinander.

Diese blauen Bänder sind sehr von den Schmutzbändern zu unterscheiden, auf welche wir auch bei den lokalen Gletschern noch zu sprechen kommen; sie bestehen aus klarem krystallinischem Eis, das zwischen den Spaltwänden gefroren ist, während die Schmutzbänder ein sanddurchmengtes körniges Eisaggregat sind. Die Entstehung der Schmutzbänder auf den Inlandeisströmen wird man sich jedoch ähnlich wie die der blauen krystallinischen Bänder vorstellen müssen, nur dass hier zwischen den sich schließenden Spaltwänden nicht Wasser gefriert, sondern die mit Schmutz überspülten Spaltwände sich einfach schließen. Deshalb haben die Schmutzbänder auf den Inlandeisströmen auch einen so sehr unregelmäfsigen Verlauf, entsprechend dem Wirral der Spalten; auf die Schmutzlagen bei den lokalen Gletschern kommen wir an anderer Stelle zurück.

Der Itivdliarsukgletscher ist von dem Thalschlusse an von einer mächtigen Seitenmoräne begleitet, der Sermilikeisstrom ist es dort, wo er aus der Felsenverengung in den runden Kessel hinaustritt (vgl. Abbild. 4, S. 19), bei dem Grossen Karajak war die Moräne bei Tasiusak unterbrochen, aber ober- und unterhalb gut zu verfolgen. Diese Moränen bestehen aus Gneiss und Granit, wie der anstossende Fels, und bergen häufig noch einen Eiskern. Bei dem Itivdliarsuk ist sie in dem oberen Teile ganz mit dem Gletscher vereinigt, so dass dort einfach der seitliche Streifen des Gletschers mit Steinen, Sand und Grus überdeckt erscheint. Weiter unterhalb hat ein Bach sie vom Gletscher abgeteilt, der einen so fein zerriebenen Schlick mit sich führt und in seinem Bett abgesetzt hat, dass man darin förmlich wie im Triebsande versinkt. Auch beim Sermilik ist die Moräne von dem Eisstrom getrennt; ein Bach durchbricht sie unmittelbar hinter der Felsenverengung, um dann an ihrer linken Seite in den Fjord hinabzufliessen.

Beim Grossen Karajak hat der seitliche Gletscherbach eine wechselnde Breite, er erweitert sich zu einem See bei Tasiusak. Die Einsattelung, welche sich hier quer über den Nunatak zum Kleinen Karajakfjorde hinzieht, und welche außer dem soeben erwähnten Eissee noch zwei andere im Felsen gebetteten Seebecken trägt, ist offenbar, nach der ganzen Schliffrichtung der Felsen zu schließen, ehemals von einem Arme des Grossen Karajak durchströmt gewesen, und ich muss es heute unentschieden lassen, ob der in dem Felsenvorsprung nordöstlich von Tasiusak ruhende Eiskeil, von dem wir vorher gesprochen haben, nicht jetzt noch ein Rudiment dieses Armes darstellt. Das Eis schob sich wie eine Gletscherzunge in den Eissee hinein, also senkrecht zu der eigentlichen Flussrichtung des grossen Eisstroms, und die in dem See vorhandenen Eisberge, wie auch das auf meiner Photographie (Tafel V) gerade losbrechende Stück, zeigen, dass der Gletscher hier seitlich in dem See kalbte.¹⁾

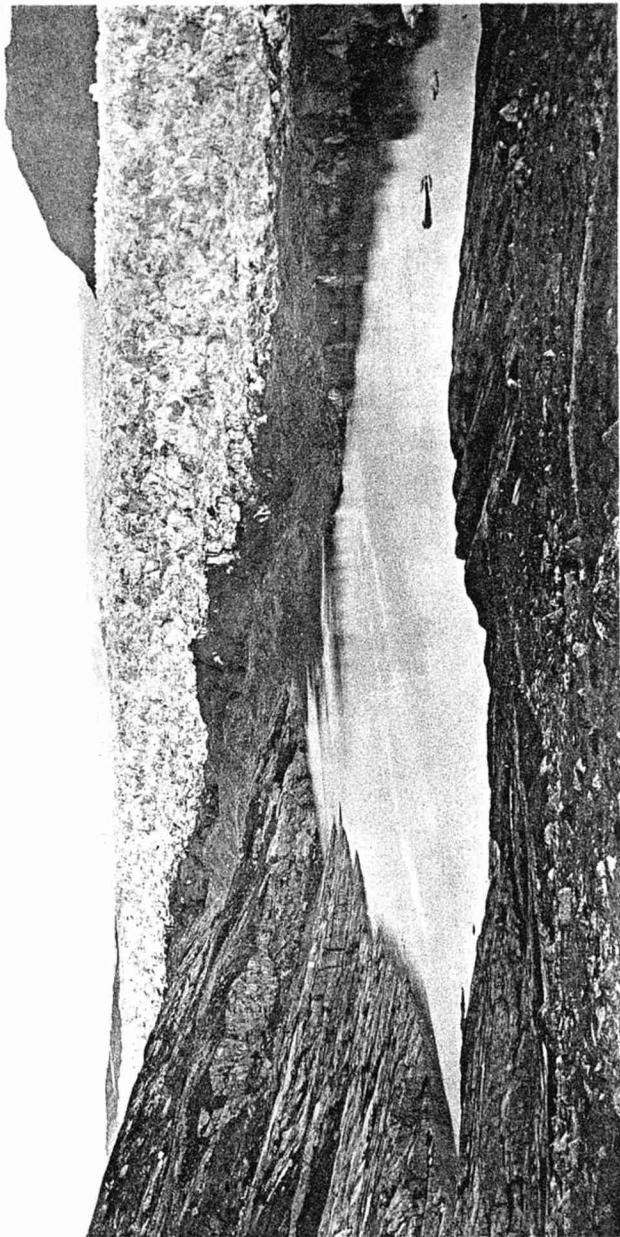
Von dem Itivdliarsukeisstrom habe ich schon oben (S. 24) erwähnt, dass in dem untersten Teile ehemals ein fächerförmiges Auseinandertreten des Eises erfolgt ist, über die Stufe hinweg, auf welcher meine Basis lag. Der auf der Skizze (Abbild. 5) angegebene kleine Bach

¹⁾ Tafel V: Der obere Teil des Grossen Karajakeisstromes. Man sieht gerade auf den steileren Fall, welcher in der Fortsetzung des Felsenvorsprungs nordöstlich Tasiusak erfolgt. Im Vordergrunde das seitliche Vortreten der Gletscher in den Eissee bei Tasiusak quer auf die eigentliche Stromrichtung und ganz rechts ein gerade in dem Eissee losbrechendes Stück.

TAFEL V.



TAFEL VI.



TAFEL VII.



TAFEL VIII.



und der Eissee, in welchen er mündet, liegen in dem Bett der früheren Eismassen; es wird jedoch von dem Bach heute in entgegengesetzter Richtung benutzt, ebenso wie am Großen Karajak bei Tasiusak. Nur erfolgt hier beim Itivdliarsuk wohl ein Losbrechen kleiner Eisstücke, aber kein seitliches Vorschieben des Eises in den See. Dieser wird vielmehr durch die hier noch ganz mit dem Gletscher verschmolzene Seitenmoräne abgedämmt, wie man aus Tafel VI deutlich ersieht.¹⁾

Die seenförmigen Erweiterungen der Gletscherbäche zur Seite der großen Eisströme sind auch sonst sowohl beim Itivdliarsuk wie beim Großen Karajak häufig. Bei letzterem werden sie thalabwärts zahlreicher, bis sie immer ineinander übergehen, und dann wird es schwer, zu entscheiden, ob man es noch mit einer Erweiterung des seitlichen Gletscherbaches oder schon mit dem Spiegel des Fjordes zu thun hat. Tafel VII bringt dieses hinreichend zur Anschaung; es hat dort den Anschein, als ob der Fjord an der Seite schon tief zwischen den Eisstrom und den Felsen hineingreift.²⁾

Es ist sehr merkwürdig, daß auf diese Weise die mittleren Teile des Eisstroms weiter in den Fjord vortreten, als der Rand, während doch am Rande der Fjord eine weit geringere Tiefe besitzt. Denn der Nunatak fällt nach SO sanft gegen den Großen Karajakgletscher ein; es ist das seine Stosseite, während seine zum Kleinen Karajakfjorde gewandte Leeseite sehr steil ist. Wie der Rand des Großen Karajak weiterhin gegen das andere Ufer verläuft, vermögen wir nicht anzugeben, weil wir es nicht gesehen haben. Wie keilförmig jedoch die Mitte des Sermilik in den Fjord hineingeht, und wie weit dagegen die Ränder zurückbleiben, zeigt sowohl Tafel III, wie unsere Skizze Abbild. 4. Auch bei dem Itivdliarsuk tritt die Mitte sehr erheblich vor gegen den rechten Rand.

Wir haben an anderer Stelle (Verhandl. d. Gesellsch. f. Erdk. 1891, S. 462) ausgeführt, wie gerade am Rande des Itivdliarsuk die tiefen eckigen Einbrüche lagen, in welchen einige Eisberge schwammen, und wie die Mitte eckig zerzackt in den Fjord hineintritt (vgl. hierzu auch Abbild. 5

¹⁾ Tafel VI: Blick auf den oberen Teil des westlichen Itivdliarsukstromes. Im Hintergrunde links der größte der ihn gegen das Inlandeis abschließenden Nunataks. Vorne der durch die Seitenmoräne abgedämmte Eissee. Die Seitenmoräne hängt hier ganz mit dem Gletscher zusammen, erst weiter unterhalb trennt sie sich stellenweise auch von ihm ab.

²⁾ Tafel VII: Die Zunge des Großen Karajakeisstroms. Im Vordergrunde die im Schutze des Felsenvorsprungs nordöstlich von Tasiusak liegende ruhigere Eiszone. Der Fjordspiegel ist mit Eistrümern fast ganz bedeckt.

und die Tabelle Seite 26, sowie Tafel VIII¹⁾). Bei dem Großen Jakobshavner Eisstrom haben wir es anders gesehen; dort trat der nördliche Rand am weitesten vor und mischte sich mit dem Packeis des Fjordes Sikuijitsok; die Mitte trat in eckigen Einbrüchen weiter zurück, über den südlichen Rand hatten wir von unserem Standpunkte am Fjorde Natdluarsuk keinen günstigen Überblick. Über die näheren Verhältnisse des konkaven Gletscherrandes im Jakobshavner Fjord konnten wir jedoch bei der großen Entfernung keine Messung gewinnen.

Das weitere Vortreten der Gletschermitte gegenüber den Rändern, obgleich die Tiefe des Fjords in der Mitte erheblicher ist, dürfte die nächstliegende Erklärung durch die stärkere Bewegung im Verein mit der starken Wölbung der Gletschermitte erhalten, und man wird den Schluss daraus herleiten, dass für die Lage des Gletscherrandes in den Fjorden die Tiefe der Fjorde nicht allein maßgebend ist.

In der That gewährt auch ein Gletscherrand — wir müssen hier besonders an dem Itivdliarsukeisstrom exemplifizieren, weil wir ihn aus der größten Nähe vom Fjord wie vom Ufer gesehen — vollkommen den Anblick, als ob er nicht dauernd dieselbe Lage behält. Die tiefen Einbrüche im Rande dürften einen durchaus momentanen Charakter besitzen, welcher sich durch eine neue Kalbung verändert. Die Eisberge brechen nicht an einer bestimmten Linie los, sondern reißen durch ihren Bruch mehr oder weniger tief in den Körper der Gletscher hinein.

Die Tiefe des Fjords nun ist nicht veränderlich, dagegen wohl die Höhe des Randes, und vor allem unterliegt auch die Konsistenz des Randes einem stähen Wechsel durch den mannigfaltigen Verlauf der Spaltensysteme.

Ich möchte annehmen, dass das Kalben der Gletscher dort erfolgt, wo die sich in den Fjord vorschließende Eismasse den Boden verliert. Dieser Moment variiert natürlich zunächst mit der Tiefe des Fjords, an derselben Stelle im Fjorde jedoch mit der Höhe des Eisrandes und mit dem Verlauf der Spaltensysteme, welche den Gletscherkörper zerteilen.

Die gegen die Mitte stark gewölbte, nach oben konvexe Gestalt der Gletscheroberfläche würde bei gleichmässiger Tiefe des Fjords schon an sich das weitere Vordringen der Gletschermitte bedingen, wie wir es oben beschrieben haben. Wir können jedoch nach der ganzen Gestalt der Ufer nicht annehmen, dass der Fjord eine gleich-

¹⁾) Tafel VIII: Abbruch des westlichen Itivdliursukeisstromes im Fjord. Davor schwimmen die soeben losgebrochenen Eisberge.

mäfsige Tiefe besitzt; die Fjorde werden die Konturen der Felsen im Negativen wiedergeben (vgl. Abbild. 6).

An der Stosseite der Felsen hat der Fjord eine geringe Tiefe, an der Leeseite eine groſe; diesen Verlauf haben wir an verschiedenen Stellen gesehen, so bei der Einfahrt in den Hafen der Kolonie Jakobshavn, auch bei der kleinen seitlichen Einfahrt in den Hafen von Umanak, sowie an verschiedenen Stellen im Hintergrunde des Umanakfjordes. Die Tiefenverhältnisse entsprechen sehr vielfach dem in Abbild. 6 gegebenen Schema des Verhältnisses der Felsen zum Fjord. Es wird sich nun um den Versuch handeln, durch Messungen zu zeigen, wie weit die Höhe des Gletscherrandes mit der jeweiligen Tiefe des Fjordes im Einklang steht, und ob der nach außen konvexe Horizontalschnitt des Randes durch den nach oben konvexen Vertikalschnitt auch bei wechselnder Tiefe des Fjordes erklärt werden kann. Bei gleichmäfsiger Tiefe des Fjordes müfste die Konvexität des Vertikalschnitts eine regelmäfsige Konvexität nach außen



Abbild. 6.

in dem Horizontalschnitt bedingen; aber durch die thatsächlichen Tiefenverhältnisse (Abbild. 6) würde die Konvexität des Horizontalschnitts eine Verzerrung erfahren, die man theoretisch aufstellen könnte, weil die Tiefenprofile die obige Gleichförmigkeit zeigen. Wir stellen jedoch eine theoretische Durchführung dieses Problems hinter weitere Messungen zurück.

Das Ansteigen der Oberfläche von den Rändern zur Mitte erfolgt nicht in gleichmäfsiger Krümmung, sondern gebrochen, und so ist auch der konvexe Horizontalschnitt zerzackt. Die wilde Zerrissenheit der Oberfläche spiegelt sich in der starken Auszackung des Steilrandes wieder. Es unterliegt keinem Zweifel, dass diese beiden Punkte in Zusammenhang stehen, denn die ruhige Oberfläche des Inlandeises auf dem Plateau endigt auch horizontal in einem ruhigen Rand.

Wenn, wie es ja niemals bestritten ist, der Auftrieb des Wassers bei dem Losbrechen der Eisberge eine wichtige Rolle spielt, die ja ohne jede Frage zur Geltung gelangen müf, werden die durch Spalten begrenzten verschiedenen Eisspitzenysteme bei der gleichen Tiefe des Eintauchens verschieden bearbeitet werden, je nach der Masse,

die sie zwischen den sie begrenzenden Spalten enthalten. Bei gleicher Tiefe des Eintauchens ist die Kraft des Auftriebs verschieden, je nach der Zerteilung, die die Gletschermasse durch die Spalten erleidet, und aus demselben Grunde ist auch der Widerstand gegen die aufreibende Kraft ein verschiedener. Es vereinigen sich alle Momente, die in der Zerklüftung der Gletschermasse liegen, um die Wirkung des Auftriebs ungleichmäßig eintreten zu lassen. Die Folge ist der ausgezackte Verlauf des horizontalen Schnittes.

Ich möchte annehmen, daß sich die ausgezackte Konvexität des Gletscherrandes im Horizontalschnitt am ungezwungensten erklärt, wenn das Ausbrechen der Eisberge an der Stelle erfolgt, wo die Gletschermasse den Boden verliert. Der Moment des Eintretens der Kalbung wird dann in erster Linie durch den regelmäßigen Strom der Gletschermasse bedingt, welcher die Eisspitzen systeme in andere Tiefen hinausschiebt. Von Einfluß wird zweifellos ja auch eine momentane Verminderung der Eismasse sein, wie sie so häufig durch Abstürzen von Eistrümmern von dem oberen Rand der Gletschermasse erfolgt. Eine derartige Entlastung kann natürlich dem Auftrieb des Wassers gegenüber der Masse des Eissystems sofort ein Übergewicht verleihen, wenn vorher schon nahezu Gleichgewicht herrschte, und dadurch das Losbrechen des Eisberges bedingen. Dieser Punkt ist von K. J. V. Steenstrup¹⁾ besonders betont und sicher mit Recht als wesentliches Moment für das Eintreten der Kalbung namhaft gemacht worden. R. Hammer²⁾ weist auch auf andere äußere Einflüsse hin, welche, wie z. B. das Hochwasser, den Auftrieb des Wassers vergrößern. Bei dem nicht unerheblichen Steigen des Meeresspiegels dort in der Flut wird man diesem Punkte unbedingt seinen Einfluß zugestehen müssen.

Alle diese Momente involvieren jedoch keinen Grund für die Annahme, daß das Losbrechen der Eisberge nicht in der Linie erfolgt, in welcher die Gletschermasse den Boden zu verlieren beginnt, sondern daß es erst später erfolgt, nachdem die Gletscherzungue schon eine Strecke weit über dem Boden im Wasser schwebend vorgeschoben ist.

Es ist ja möglich, daß die Konsistenz der Gletschermasse unter ein Eisspitzen system noch eine ganz kurze Strecke lang festhält, wo es seiner eigenen Gleichgewichtslage nach schon losbrechen müßte; wir haben ja auch den Moment des Losbrechens aus verschiedenen Gründen nicht für eine bestimmte Linie in Anspruch ge-

¹⁾ Medd. IV, S. 95.

²⁾ Medd. VIII, S. 18. Vgl. auch IV, S. 19 ff.

nommen; aber für die Annahme, dass die ganze Gletscherzunge eine Strecke weit durch die Konsistenz der Masse in der Schwebe gehalten wird außerhalb ihrer Gleichgewichtslage, für diese Annahme liegt erst dann ein Grund vor, wenn man zweifellos feststellt, dass die losgebrochenen Eisberge an Höhe den Gletscherrand übertreffen. Denn dann wäre der Gletscherrand niedriger, als es seiner Gleichgewichtslage entspricht, und der Auftrieb des Wassers hätte den losgebrochenen Eisberg über die Höhe des Gletscherrandes erhoben.

Diese Annahme ist zunächst von Rink¹⁾ gemacht, Helland²⁾ und Hammer³⁾ sind ihm darin gefolgt; infolge des Widerspruches von K. J. V. Steenstrup⁴⁾, der zuerst betonte, dass die Eisberge nirgends an Höhe den Gletscherrand übertreffen, hat sich über die Frage eine lebhafte Diskussion entsponnen, und wenn Rink (Verh. d. Ges. f. Erdk. 1892, S. 65 ff) gegenüber meinen (Verh. d. Ges. f. Erdk. 1891, S. 451 ff) gethanen Äusserungen diese Diskussion in Abrede stellt, so kann ich dem gegenüber nur auf die verschiedenen Hefte der Meddeleser om Grönland verweisen, wo diese Frage regelmäfsig wiederkehrt, sowie auf Hellands Abhandlung und auf Rinks zahlreiche Arbeiten selbst, wo die Frage zu verschiedensten Malen Erörterung findet.⁵⁾

Kurz nach der Behauptung, dass von einer lebhaften Diskussion nichts im Druck zu finden sei, führt Rink (l. c. S. 66) denn auch selbst die verschiedenen Ansichten über die in Rede stehende Frage an, um dann noch einmal das Problem zu präzisieren und die eigene Ansicht über die Bildung der Eisberge zu entwickeln. Verschiedene über denselben Gegenstand geäußerte und aufeinander bezugnehmende Meinungen glaubte ich als Diskussion bezeichnen zu dürfen, und dieselbe ist mir als eine lebhafte erschienen, weil jeder Beteiligte und vor allem Rink selbst immer wieder auf dieselbe Frage zurückkommt.

Was nun die weiteren Ausführungen Rinks angeht, so muß ich zunächst auf die Ansicht (S. 67) ein wenig eingehen, wonach „ein Gletscher auf ebenem Meeressboden mit nur schwacher Neigung sich hinausschieben kann, bis er vom Wasser gehoben und völlig getragen wird, wogegen ein vor dem Erreichen einer gewissen Tiefe plötzlich

¹⁾ Rink hat seine Ansicht sehr vielfach entwickelt, zuletzt wohl in „Himmel und Erde 1891“ in seinem Aufsatz: Die Eisdecke Grönlands als ein Rest der Glacialzeit unserer nördlichen Erdhälfte.

²⁾ Om de isfylde Fjorde etc. S. 40 ff.

³⁾ Medd. IV u. VIII an den angegebenen Orten.

⁴⁾ Medd. IV, S. 92 ff.

⁵⁾ Vgl. die soeben angeführten Citate.

abfallender Boden das Abbrechen des über die Kante des Abgrundes hinaustretenden Gletschers bedingen müfs".

Es handelt sich hier um das völlig getragen werden. Wenn der Gletscher diesen Zustand erreicht, dann wäre die völlig getragene Gletscherzunge selbst in schwimmendem Gleichgewicht; es würde jeder Grund fortfallen, weshalb der Auftrieb des Wassers davon noch Eisberge losbrechen sollte. Die ganze völlig getragene Gletscherzunge würde dem Auftriebe des Wassers in derselben Stärke unterliegen, ein aus anderen Gründen losbrechender Teil würde in keine neue Gleichgewichtslage kommen, — von den etwaigen Lagenveränderungen, die seine Gestalt herbeiführen kann, abgesehen —, er würde sich vor allen Dingen nicht über die übrige zusammenhängende, schwimmende Eiszunge erheben. Also wenn die ganze Gletscherzunge völlig getragen wird, dann kann der Auftrieb des Wassers nichts zur Loslösung der Eisberge thun.

Etwas anders ist es, wenn die Gletscherzunge durch die Konsistenz der Masse niedergedrückt, wohl im Wasser schwebend, aber nicht in der ihr zukommenden Gleichgewichtslage schwimmend erhalten wird. Für diesen Fall ist es aber völlig gleichgültig, ob der Untergrund langsam oder plötzlich abfällt. Der Auftrieb des Wassers hängt nur von der Entfernung von der Wasseroberfläche ab. Bei schnell abfallendem Boden wird ja der Fall früher eintreten, wo die Eismasse die Wassermasse nicht mehr verdrängen kann, und wo diese so tief wird, dass die Eismasse darin schon schwimmen müsste; aber darum handelt es sich hier nicht, das sind die äusseren Umstände, welche die Gletscherlänge bedingen.

Hier handelt es sich darum, ob die Eismasse als zusammenhängender Gletscher überhaupt noch den Punkt überschreiten kann, wo die Tiefe des Fjordes schon ein Schwimmen verlangt, oder ob an diesem Punkt das Losbrechen der Eisberge eintritt. Ob der Untergrund von diesem Punkt an langsam oder plötzlich abfällt, ist völlig gleichgültig, der Auftrieb des Wassers ist in beiden Fällen derselbe; und wir sind mit Steenstrup der Ansicht, dass er an diesem Punkt auch in Wirklichkeit tritt und das Kalben veranlasst.

Dass äussere Umstände mitwirkend sind, wird niemand in Abrede stellen; zweifellos ist die Verschiedenartigkeit der Bewegung in verschiedenen Teilen des Gletschers von grossem Einflus, teils weil sie die Gletschermasse zerklüftet und dadurch der endgültigen Loslösung der Eisberge vorarbeitet, teils weil, wie Steenstrup hervorhebt, die schnellere Bewegung der Oberflächenteile die Eismasse durch Abstürzen vom oberen Rand entlastet und dadurch den Gleichgewichtszustand in

Beziehung auf die umgebende Wassermasse verändert. Dieses kann direkt den Eintritt der Kalbung bedingen. Aber diese von Rink angeführten äusseren Einflüsse verändern in nichts den prinzipiellen Punkt: kann eine Gletschermasse sich noch zusammenhängend über dem Boden, im Wasser schwebend, bewegen.

Wenn Rink bei dem Empertauchen der Eisberge nur an die durch Umwälzungen emporgerichteten Spitzen und Kanten gedacht hat, dann wird man ihm durchaus beipflichten müssen; aber noch in seiner letzten Darstellung in „Himmel und Erde 1891“ wird man die Höhenverhältnisse zwischen Eisbergen und Gletscherwand anders dargestellt finden, nämlich, dass sich der ganze Eisberg über den Rand des Gletschers emporhebt, und darin wird man ihm nicht mehr zu folgen vermögen.

Rink führt dann die grossen Oscillationen des Gletscherrandes im Jakobshavner Eisfjorde an, die nach den verschiedenen Beobachtungen ungefähr eine deutsche Meile betragen. Er folgert, dass die Zunge in der am weitesten vorgeschobenen Lage doch schwimmen musste, während sie sich sonst schon eine Meile vorher in Eisberge zerteilte. „Die äusseren zerstörenden Ursachen sind zufällig nicht hinreichend gewesen, um die Eisbergbildung einzuleiten.“ In der That ist dieses ein ganz besonderer Fall; das weite Vorschieben der Gletscherzunge ist im Winter eingetreten, wo der Fjord verstopft und ein Abzug der Eisberge unmöglich war. Diese Eissperrung kann ja wohl das Zerteilen des Eisrandes verhindert haben, wo es sonst infolge des Gleichgewichts im Wasser schon eintreten müfste, und im Sommer, wo der Gletscher sich in das Wasser vorschobt, nach allen Beobachtungen auch eingetreten ist. In diesem extremen Fall schob sich der Gletscher nicht im Wasser, sondern in dem gefrorenen und mit Eis verstopften Fjord vor.

Über die Spalten haben wir schon an anderer Stelle gesprochen; man kommt über den Punkt nicht hinweg, dass sie sich fortwährend von neuem bilden, man kann sich anders nicht ihre ganze Verteilung erklären, wie ich oben Seite 31 ausgeführt habe. Der Ansicht Rinks, dass sie weit im Felde gebildet sind und sich in den Fjorden nur noch in ihren Resten erhalten haben, wird man nicht beistimmen können; denn man weifs ja, wie sich in Gletschermassen Spalten unter Stauung und Druck wieder zu schliesen vermögen; und dass in den Inlandeiströmen vielfach Stauung eintritt, haben wir oben gezeigt. Die Spalten sind danach aber nicht geschlossen, sondern in vollster Entfaltung. Und diese fortwährende Neubildung der Spalten ist in der That auch ein Zeugnis dafür, dass sich die gesamte Gletschermasse nicht dauernd unter einer emporhebenden Kraft, unter einer Kompression, sondern unter einer

Spannung befindet, und diese Spannung lässt sich nicht mit der Auffassung Rinks von dem Zustande der Gletscherzunge vereinen.

Der einzige Beweis, den man dafür annehmen könnte, wäre das Vorhandensein von Eisbergen, die an Höhe den Gletscherrand übertreffen; und in der That hat die Annahme, dass dem so sei, auch zu der Anschauung Rinks, Hellands und Hammers über den Zustand der Gletscherzunge geführt.

Diese Annahme ist jedoch im Grunde weniger durch Messungen gestützt, als aus dem persönlichen Eindruck entstanden, den die verschiedenen Beobachter über das Verhältnis der Höhen von Eisbergen und Gletscherrand gewonnen haben.

Denn Messungen liegen nur sehr vereinzelte vor. Rink selber giebt nur ungefähre Höhen, die er nach dem Augenmaße geschätzt hat, für Eisberge sowohl wie für den Gletscherrand, von dem man sie herleiten müsste. Helland¹⁾ giebt die Höhe eines neugebildeten Eisbergs auf 284 Fufs an, doch die Höhe des Gletscherrandes, wo er herkam, finde ich dort nicht erwähnt. Steenstrup²⁾ giebt die Höhe des größten Eisbergs, den er gesehen, auf 244 Fufs an. Hammer³⁾ hat 1879/80 eine Reihe von Eisbergen in der Nähe des Jakobshavner Eismjords vermessen und auch die Höhe des Gletscherrandes dort festgestellt. Letztere beträgt ungefähr 200 Fufs, die höchsten der genauer vermessenen Eisberge hatten 195 resp. 190 Fufs; nur zwei Eisberge wurden zu 345 resp. 331 Fufs ermittelt, sie lagen auf der Eisbank in der Mündung des Jakobshavner Fjords.

Es sind vornehmlich nur diese beiden letzten Zahlen⁴⁾, auf welche sich die Ansicht von der größeren Höhe der Eisberge stützt, indem man sie mit dem 200 Fufs hohen Eisrand vergleicht; ich finde sie immer wieder erwähnt, auch Rink hat wohl diese Zahlen mit seiner Bemerkung im Auge (Verhandl. d. Ges. f. Erdk. 1892. S. 68).

Demgegenüber ist zu bemerken, dass diese beiden letzten Messungen mit den anderen Messungen Hammers nicht gleichwertig sind. Während er sonst die Eisberge mit Messungen umgeben hat, indem

¹⁾ Om de isfyldte Fjorde etc. S. 42.

²⁾ Medd. IV. S. 96.

³⁾ Medd. IV. S. 32.

⁴⁾ Beziiglich der übrigen Zahlen sei hier eingeschaltet, dass die zerklüftete Form der Gletscheroberfläche an sich schon starke Höhendifferenzen bedingt; Höhenunterschiede von 60 Fuß und mehr kommen häufig vor. Man wird deshalb darauf sehr bedacht sein müssen, zu einem Vergleich der Höhen von Eisbergen und Gletscherrand nur äquivalente Werte heranzuziehen, also die Höhen der Eisspitzen auf den Gletschern mit den Spitzen der Eisberge.

er ihre Höhen von den Eckpunkten eines um sie herum festgelegten Dreiecks bestimmte, sind die beiden letzten Zahlen von Höhen der Küste aus gewonnen. Ein kleiner Beobachtungsfehler kann bei dieser Art wegen der großen Entfernung die gemessene Höhe sehr stark beeinflussen. Man erwäge ferner, wie schwierig genaue trigonometrische Höhenbestimmungen überhaupt sind, wie sehr sie durch Refraktion sich beeinflussen lassen, und wie wenig bekannt die Refraktionsverhältnisse für die aufserordentlichen Zustände sind, welche im Januar unter dem 69. Breitengrad herrschen.

Es liegt mir sehr ferne, die Messungen Hammers bezweifeln zu wollen; der Ansicht jedoch, dass sie eine grössere Höhe der Eisberge gegenüber dem Gletscherrande beweisen, vermag ich nicht beizustimmen. Ich habe oben einen Fall angeführt, wie Messungen vermutlich durch Refraktion gestört werden können, bei Höhenmessungen ist das in noch viel höherem Masse der Fall; nur eine grosse Zahl von Messungen kann hier Sicherheit schaffen. Auf Grund zweier Zahlen kann ich bei aufserordentlichen Verhältnissen eine Theorie nicht für bewiesen erachten.

Wie ich schon erwähnt habe, ist denn auch die Ansicht, dass die Eisberge an Höhe den Gletscherrand übertreffen, weit weniger auf Messungen gestützt, als aus dem persönlichen Eindruck entstanden, den die verschiedenen Beobachter von den relativen Höhenverhältnissen gewonnen haben, und dazu aus der einzigen Beobachtung einer Kalbung, welche vorliegt, und welche Helland am 9. Juli 1875 beim Jakobshavner Gletscher gelungen ist.

Was die persönlichen Eindrücke betrifft, so sind die danach entstandenen Zeichnungen bekannt. K. J. V. Steenstrup hat auf seinen langjährigen Reisen in Grönland niemals einen derartigen Eindruck gewonnen und hat als der erste betont, dass die Eisberge niemals an Höhe den Gletscherrand übertreffen, sondern dass derartige Beobachtungen auf Täuschung beruhen, dadurch veranlasst, dass die betreffenden Eisberge, welche höher schienen, sich in viel grösserer Nähe von dem Beschauer befanden. Seitdem durch Steenstrup die Frage ins Rollen gekommen, ist von keinem Beobachter mehr bei Eisbergen eine grössere Höhe gesehen worden; auch der Verfasser hat häufig Eisberge gesehen, welche in der Nähe des Gletscherrandes lagen, aber nirgends einen solchen, der an Höhe den Gletscherrand übertraf. Eine Täuschung in dieser Hinsicht liegt nahe. Bei ungünstigem Standpunkte verliert man bei den Eisbergen vollkommen einen Überblick ihrer Ausdehnungen und Lage.

Als ich am Karajakhouse anlangte, glaubte ich den Rand des Kleinen Karajakgletschers bei dem Vorsprunge Niakornak zu er-

blicken. Die Tour des nächsten Tages zeigte mir meinen Irrtum; nordöstlich nahe an Niakornak lagen einige Eisberge, garnicht so dicht aneinander, doch so, dasf sie, vom Karajakhause gesehen, den Fjord zu sperren schienen; so konnte man wähnen, dass der Gletscherrand dort lag. Gegenüber diesen nahen Eisbergen schien nicht allein der Gletscherrand in der Ferne ganz winzig, sondern auch verschiedene Eisberge nahe der Mündung des Kleinen Karajakfjordes, die mir am Tage vorher ganz gewaltig erschienen waren. Man verliert in Grönland merkwürdig stark die richtige Schätzung über Entfernung und Größen, besonders beim Eise in den Fjorden. In verschiedenen Fällen, wo ich die Entfernung der Karte entnehmen konnte, hatte ich mich ganz gewaltig in der Schätzung geirrt. Auf einer meiner Photographien vom Itivdliarsukfjord erscheint ein Eisberg ebenfalls erheblich höher, als der dahinter liegende Rand des Gletschers, seine Entfernung von mir war jedoch etwa fünfmal so klein. Wir sind an ihm vorbei zum Gletscherrande gefahren, und die Höhe des Berges konnte sich in den einander folgenden Eindrücken nicht mit der Höhe des Eisrandes messen.

Bei dem Jakobshavner Eisstrom lag ein mächtiger Eisberg noch zum Theil in dem eckigen Einbruch des Randes, dem er entstammte; er hatte durch seine Lage ein imposantes Aussehen, aber nach zahlreichen Beobachtungen von verschiedenen Stellen aus glaube ich mit Sicherheit behaupten zu können, dass er nicht eine gröfsere Höhe besaß.

Soweit daher meine diesjährigen Erfahrungen reichen, die ich durch direkte Messungen wegen der Kürze der Zeit allerdings nicht zu belegen vermag, musf ich mich durchaus zu der Anschaung Steenstrups bekennen. Ich habe nirgends einen Eisberg gesehen, der höher war, als der Gletscherrand, von dem er losgelöst war; und da dieses der einzige Punkt ist, der für die Theorie des Kalbens von Rink Beweiskraft besitzt, bin ich nicht imstande, ihr zu folgen.

Wenn man von einem Emportauchen der Eisberge spricht, wird man stets auch darauf achten müssen, ob sie dieselbe Stellung beibehalten haben, die sie im Gletscherrande besaßen, worauf Rink, wie schon erwähnt, l. c. S. 68 hinweist. Es wäre sehr wohl denkbar, dass die Form eines losbrechenden Eisspitzenkomplexes derartig ist, dass er bei der durch seine Gestalt notwendigen Umwälzung in die Gleichgewichtslage irgend eine Kante über die Höhe des Randes emporhebt. Derartige Umwälzungen finden bei Eisbergen finausgesetzt statt, und ich kann mir hierbei in engen Grenzen eine gröfsere Höhe ebenso gut entstehen denken, als eine geringere, verglichen mit dem ursprünglichen Mass. Die in dem randlichen Einbruche des Itivdliarsukgletschers schwimmenden Eisberge waren sichtlich nach vorne übergestürzt aus

der Stellung, die sie im Gletscher eingenommen hatten, und hatten dadurch eine geringere Höhe erreicht.

Man sieht bei Eisbergen ja häufig einen früheren Wasserrand über dem heutigen Meeresniveau, diesem parallel oder auch schräge dazu. Eine Entlastung des Eisberges durch Abbruch irgend eines Teils, der die allgemeine Gleichgewichtslage nicht beeinträchtigt, muss ja ein derartiges Aufsteigen zur Folge haben. Es ist also ganz gut möglich, dass ein Eisberg, der zum Schwimmen seine Stellung verändern muss, dadurch eine etwas grösere Höhe erreicht. Dieselbe findet dann jedoch nicht durch ein allgemeines Emportauchen, sondern eben durch die Form des Eisbergs ihre Erklärung. Wie Rink jetzt hervorhebt (l. c. S. 68), hatte er zunächst nur an diese Art des Emporsteigens gedacht, später jedoch ist, wie erwähnt, der Vorgang von ihm anders dargestellt worden.

Was nun endlich die direkte Beobachtung Hellands von dem Vorgang einer Kalbung im Jakobshavner Eisfjord betrifft, wo „von dem festen Eis ein unregelmässig begrenztes Stück des Gletschers sich herumwälzte und mit der einen Kante vor dem Gletscher hoch in die Luft stieg, und indem es sich erhob, grosse turmförmige Teile desselben niederstürzten und sich bei dem Fall in lauter Eistrümmer auflösten“ --- so legt diese Schilderung die Annahme sehr nahe, dass das Emporsteigen nur durch eine Veränderung der Gleichgewichtslage erfolgt ist.

Aber selbst wenn das Auftauchen ein allgemeines und wirkliches war, so würde es nur für Rinks Theorie ein Beweis sein, wenn der Eisberg die höhere Lage auch beibehalten hätte. Darüber erfahren wir nichts; Helland nennt wohl die Höhe des Eisberges (89 m), aber nicht die Höhe des Gletscherrandes. Das Auftauchen eines Eisbergs sagt nichts, wenn es nur in der Bewegung gesehen ist. Ich habe verschiedentlich die Bewegungen von zerberstenden Eisbergen beobachten können; die beiden Hälften verschoben sich dann in einer Schaukelbewegung gegen einander, die eine sank, die andere stieg, dann umgekehrt. Die Bewegung hob und senkte die Teile über die schliefsliche Gleichgewichtslage hinaus, eine Pendelbewegung, unterstützt durch das Schwanken des Wasserspiegels, die nur allmähhlich durch die Reibung an der Rutschfläche zur Ruhe kam. Das Resultat war verschieden. Wenn sich die Teile nicht ganz trennten, pflegte dann eine neue Verkittung an der Verschiebungsfläche einzutreten, aber beide Teile blieben nicht in demselben Niveau, wie sie gemeinsam gelegen; denn durch das Bedürfnis des einen Teils nach einer tieferen Lage war ja eben die Schaukelbewegung entstanden.

Es ist jedoch auch nicht gesagt, dass die Verkittung gerade so erfolgt, dass sie der Gleichgewichtslage der beiden einzelnen Teile entspricht. Das bei dem wiederholten Emportauchen mitgeführte und an der Rutschfläche aufgestrichene Wasser scheint die Regelation zu beschleunigen, so dass sie, zumal bei der verlangsamten Bewegung, dann ziemlich plötzlich in Wirksamkeit tritt, ohne dass für jeden Teil einzeln die Ruhelage erreicht ist. Dann muss das nun wieder, aber in anderer Weise vereinte System sich die neue gemeinsame Ruhelage suchen, was sich in einer Neigung der Rutschfläche kund giebt. Diese selbst bleibt ja bei der neuen Verkittung zum Teil sichtbar und frei, und man erkennt an ihrer wundervollen Glättung und Scheuerung — sie sieht so wie eine durch Eis polierte Felsfläche aus — dass die Bewegung noch weit über die schliefsliche Ruhelage hinausging. Derartige Pendelbewegungen der Eisberge habe ich mehrfach gesehen, und ich möchte daraus schließen, dass ein in der Bewegung über den Gletscherrand sich erhebender Eisberg noch lange nicht in der Ruhelage darüber erhoben zu sein braucht, denn Pendelbewegungen erfolgen über die Ruhelage hinweg. Hellands Beobachtung erscheint mir aus diesem Grunde nicht für die Annahme beweiskräftig zu sein, dass die Höhe der Eisberge die Höhe des Gletscherrandes übertreffen, und damit auch nicht für Rinks Theorie.

Wir verlassen diese Betrachtungen in der Hoffnung, dass uns der geplante längere Aufenthalt in Grönland Gelegenheit geben wird, für die Frage des Kalbens der Gletscher auch exaktes Zahlenmaterial zu gewinnen, und wenden uns noch mit wenigen Worten zu dem Gletscherkorn, ehe wir die Betrachtung der grofsen Inlandeisströme beschließen.

Meines Wissens findet das Gletscherkorn in den Meddeleser om Grönland nur ein einziges Mal Erwähnung, und zwar von C. Ryder (Medd. om Grónl. VIII., S. 225 ff.)¹⁾ nach seinen und seines Begleiters Ussing Beobachtungen im Distrikte Upernivik. Dass es nicht häufiger beobachtet ist, erklärt Ryder dadurch, dass man selten nahe an den Gletscherrand herankommen kann. Und in der That, wo man auch die Eismassen Grönlands betritt, überall ist die Kornstruktur aufs deutlichste ausgesprochen.

Durch die Strahlungsintensität des arktischen Sommertages war die Oberfläche des Inlandeises und der Gletscher tiefgehend gelockert; eine Schneedeckung haben wir nur auf zwei im Thalschutz liegenden lokalen Gletschern gefunden, auf dem Inlandeise und seinen Abflüssen

¹⁾ Vgl. auch Résumé von Johnstrup, Medd. VIII., S. 323—325.

nicht. Hier hatte die Oberfläche durch die Lockerung ein grobkörniges Aussehen erhalten; die einzelnen Individuen waren in einander verzahnt, doch bei jedem Stoß rasselten sie leicht auseinander. Dieser lockere Zusammenhang fand sich auch bei den Eistrümmern wieder, welche auf das Land getrieben waren und dort schon einige Zeit in der Sonne gelegen hatten, bei den aus dem Fjorde direkt aufgenommenen Eistrümmern nicht. Es ist mir nicht gelungen, diese lockere Oberflächenschicht bis zu festem, gesundem, körnigem Eis zu durchdringen; obgleich ich tiefe Löcher gehackt, hatte sich unten die Lockerung noch nicht merklich vermindert; gesundes Eis habe ich nur dort erlangt, wo es schon eine Zeit lang in Berührung mit Wasser gestanden hatte, also teils im Fjorde treibendes Kalbeis, teils aus den Wasserrissen der Gletscheroberfläche. Die Gröfse der einzelnen Individuen der gelockerten Oberfläche habe ich recht verschieden gefunden, aber niemals über die Gröfse einer Wallnuss hinaus, meistens kleiner; die Gröfse einer Haselnuss kann man als das Durchschnittsmaß nennen. Ryder erwähnt Körner von 3 bis 4 Zoll Länge und von Hühnereigröfse; solche Gröfse habe ich nirgends gesehen.

Wo das Gletschereis an der Oberfläche körnig gelockert ist, da ist es von Luftkanälen in außerordentlicher Anzahl durchzogen, welche die Brüchigkeit und Porosität der Eismasse erhöhen. Bisweilen hat es überhaupt den Anschein, als ob das Eis nur eine verfestigte Schneemasse ist. Dann ist es noch nicht zu einer Flächenumgrenzung der einzelnen Individuen gekommen, sondern man gewahrt noch den zackigen Schneestern, nur verfestigt und mit den Nachbarsternen vollkommen verzahnt. Derartiges Eis ist so porös wie ein starrer Schwamm, und eine Kornstruktur ist dann nicht erkennbar, wie z. B. bei dem linken Arme des westlichen lokalen Ujarartorsuakgletschers. Diese Bildung müfste man als Schneeeis bezeichnen, wenn sie überhaupt schon Eis ist; sie dürfte der Ausgangspunkt der Kornbildung sein und an den Stellen entstehen, wo der Schnee auf der Gletscheroberfläche liegen bleibt. An vor der Sonne geschützten Stellen bleibt in Grönland bis herab zum Meeresniveau Schnee den ganzen Sommer hindurch liegen, und die Oberfläche vor der Sonne geschützter Gletscher muß ja für die Erhaltung des Schnees besonders geeignet erscheinen. Dort wo die Sonnenstrahlen freien Zutritt haben, wie auf dem Inlandeis und seinen Abflüssen, findet man das Schneeeis nicht. Die Eismasse ist dort auch noch von zahllosen Luftkanälen durchzogen, und auch die einzelnen Individuen sind durchlöchert, aber jedes Individuum ist doch begrenzt wie ein Korn. Auf dem Itivdliarsukeisstrom war die Oberfläche der haselnuss- bis erbsengroßen Körner in regelmäßiger An-

ordnung gerillt, die einzelnen Rillen setzten ab und dann wieder ein als intermittierende Linien; ich habe sie für die Forelschen Streifen gehalten.

Ein wirklich festes gesundes Eis, ohne die körnige Lockerung, habe ich nur erhalten, wo es offenbar mit Wasser schon lange in Be- rührung war. Vor dem Sermidletfjord fischte ich von einem zer- berstenden Eisberg verschiedene Trümmer, die feste Eisstücke waren. Auf dem Grofsen Karajakeisstrome schlug ich aus einem Wasserriffs ein festes Eisstück los, während die Oberfläche zu beiden Seiten dieses Risses die körnige Lockerung zeigte.

Dieses Eisstück schmolz einheitlich ab, ließ jedoch beim Schmelzen erkennen, dass es aus fast wallnusgrossen Individuen zusammengesetzt war. Ihre Abgrenzung war nicht durch das ganze Stück hindurch gleichmäsig sichtbar, sondern vornehmlich von der Oberfläche aus, von wo die Begrenzungsfächen sich als matte Flächen hineinzogen. Die Luftkanäle waren hier weit weniger zahlreich, als bei dem ge- lockerten Eisaggregat, doch waren sie vereinzelt vorhanden.

Da die Ausbreitung der matten Grenzflächen sehr langsame Fort- schritte machte, und das Schmelzen mehr einheitlich von der Oberfläche erfolgte, schickte ich konzentriertes Licht durch eine Linse hindurch. Es zeigten sich bald im Innern des Stücks kreisrunde, beim durch- fallenden Licht nur durch die scharf geschnittenen Konturen kennt- liche, im reflektierten Licht hellglänzende Flächen. Sie lagen in jedem Individuum nach derselben Ebene geordnet und erschienen, in der Richtung dieser Ebene betrachtet, nur als Striche. Aber auch die Ebenen, in den einzelnen Individuen mit einander verglichen, ließen keine merkbare Neigung gegen einander erkennen. Leider fehlte es mir an einem Apparat, die Erscheinung und ihre Anordnung in bezug auf die optische Orientierung der Körner näher zu prüfen, ich möchte sie für die Tyndallschen Schmelzfiguren halten. Bemerkenswert war die ausnahmslos kreisrunde Form und die Einheitlichkeit der Er- scheinung. Nirgends ein Stern, nirgends auch ein Ansatz an einen Luftkanal, wie ich es beim Wassereis häufig gesehen habe.

Bei dem lange im Wasser treibenden oder vom Wasser überspülten Eise wird die Kornstruktur demnach nur verdeckt; das Wasser kittet das Aggregat zusammen, die Luftkanäle werden ausgefüllt, so dass das Eis ein einheitliches festes Aussehen erhält. Bei den Eisbergen dokumentieren sich die früheren Wasserlinien immer deutlich durch ihr festeres Gepräge und die damit verbundene blaue Farbe, gegenüber den gelockerten weissen Teilen, welche stets über dem Wasser ge- wesen sind. Bei dem so verfestigten Eis kann man durch den ein-

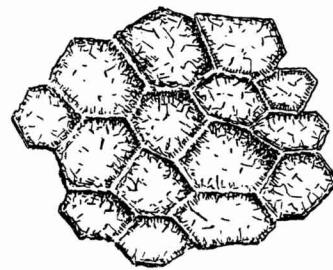
fachen Anblick im Vorüberfahren natürlich eine körnige Struktur nicht behaupten, aber man kann sie schliessen aus den zackigen Formen, die beim Schmelzen des Eisberges entstehen.

Häufig ist das Wasserniveau wie durchlöchert (vgl. Abbild. 7).

Da der Eisberg infolge der Bewegung des Meeres ja doch nie absolut ruht, sondern langsam schwankt, so wird dann beim Niedersinken Wasser in diese Fugen gepresst, das sie strudelnd erweitert. Es giebt das ein starkes dumpfes Geräusch, das man weithin vernimmt. Man wird nicht fehlen, wenn man annimmt, dass das Wasser bei diesem Hergang zunächst die Kornfugen benutzt, dann ein Korn entfernt, und so fort, bis es die Löcher erweitert und schliesslich mit einander verbindet. Diese bei den Eisbergen häufig wiederkehrenden Fugen in der Wasserlinie, sowie das löcherige und zackige Schmelzen der Eistrümmer, dürfte ein Zeugnis für das Vorhandensein der Kornstruktur sein.



Abbild. 7.



Abbild. 8.

Eine andere Erscheinung, zu der wir uns nunmehr wenden, ist dieses nicht, nämlich die hexagonale Verwitterung der Oberfläche. Sie scheint dort einzutreten, wo die Oberfläche des Eises aus dem oben besprochenen Schneeeis besteht, wie bei dem lokalen Ujarartorsuak-gletscher. Ihr Zusammenerscheinen mit einer körnig gelockerten Oberfläche habe ich nicht konstatiert; doch ist das noch kein Beweis dafür, dass es nicht vorkommt, weil ich sie, außer bei Ujarartorsuak, nur bei Eisbergen und Trümmern gesehen habe, die dem Schiff in einiger Entfernung vorbeitrieben, jedenfalls so, dass man die Struktur der Oberfläche nicht mit vollkommener Sicherheit erkennen konnte.

Diese hexagonale Verwitterung besteht darin, dass die Oberfläche sich mit einem System von bis kopfgroßen, aber gleichzeitig auch kleineren, etwa faustgroßen, unregelmässigen Sechsecken überzieht, indem die Flächen zwischen der sechseckigen Umrandung konkav einsinken. Das Ganze sieht wie ein grofsmaschiger Schwamm aus, nur dass zwischen den Sechsecken stets eine konkave Oberfläche gespannt ist (vgl. Abbild. 8). Wie gesagt, habe ich diese Erscheinung außer bei

dem lokalen Ujarartorsuakgletscher nur beim schwimmenden Eise gesehen, wahrscheinlich wird man sie aber doch auch anderswo auf dem Lande finden. Aus dieser Bildung jedoch auf die Kornstruktur zu schliessen, wäre unrichtig; denn Körner in dieser Grösse habe ich wenigstens bisher noch nirgends entdeckt. Man wird darin nur die Thatsache sehen, dass hexagonale Krystalle sich auch in hexagonalen Umrisseen neben einander anordnen.

Die lokalen Gletscher.

Wir verlassen nunmehr die Inlandeisströme und wenden uns noch in aller Kürze zu den lokalen, mit dem Inlandeise nicht in Zusammenhang stehenden Gletschern, wie sie auf der Diskoinsel, auf der Halbinsel Nugsuak sowie auch auf den anderen Halbinseln und Inseln des Umanakfjordes in einer außerordentlichen Fülle vorhanden sind. Von K. J. V. Steenstrup ist diesen lokalen Gletschern auch besondere Aufmerksamkeit zugewandt worden; von ihm ist besonders durch Messungen erwiesen, dass ihre Bewegung im Vergleich mit der heftigen Bewegung der Inlandeisströme eine verschwindend kleine ist.¹⁾ Wir haben in diesem Jahre noch keine Messungen anstellen können und müssen uns daher auf eine Beschreibung ihrer Eigentümlichkeiten, insbesondere ihrer höchst interessanten Strukturverhältnisse beschränken. Wir werden insbesondere von zwei lokalen Gletschern zu handeln haben, den Gletschern von Ujarartorsuak und von Kome, die wir etwas eingehender, den ersten am 27. und 28. Juni, den letzteren am 29. Juni und dann nochmals vom 22. bis 24. Juli besuchten; aber was wir im Vorbeifahren an den anderen lokalen Gletschern wahrnehmen konnten, zeigte, dass, so unendlich mannigfaltig die Eigentümlichkeiten im einzelnen sicher auch sind, doch gewisse Züge im grossen sie alle von den Inlandeisströmen stark unterscheiden.

Wir haben schon früher hervor, dass ein wesentlicher Unterschied durch die Einbettung der lokalen Gletscher in Thalsysteme bedingt wird, während die Inlandeisströme nur in ihrem untersten Teile zwischen den Fjordwänden fliesen, und die Fortsetzung der Fjorde sich als gespaltener Streifen mitten in ruhigem Eise markiert. Die auf diese Weise bei den lokalen Gletschern vorhandene engere Beziehung des Eises zum Lande bedingt in erster Linie die Oberflächenmoränen, welche den Inlandeisströmen fehlen, sie bedingt demnächst überhaupt die grösseren Mengen von Staub und von Steinen auf der Oberfläche der Gletscher.

¹⁾ *Bidrag til Kjenskab til Braerne og Braeisen i Nord-Grönland, Medd. IV S. 69.*

Dieses ist ein wesentlicher Punkt. Steine fehlen der Oberfläche der Inlandeisströme ganz; Staub ist vorhanden, aber infolge der heftigen Bewegung und starken Zerkleüftung wird er so wirr mit dem Eise vermengt, daß er, abgesehen von der Oberfläche, wo man ihn sieht, nur ausnahmsweise im Körper des Gletschers zur Geltung gelangt. Wir haben solche Ausnahmen besprochen bei dem Inlandeisrande selbst (vgl. S. 12 Abbild. 1—3). Ein derartiges Vorkommen des Staubes, wie auf dem südlichen Teile des Inlandeisrandes (Abbild. 3), wo er eine deutliche Schichtung darstellt, kann ich nur noch vom Großen Karajak-eisstrom erwähnen, und zwar hier auch nur von der durch seine Ruhe auffallenden Stelle unweit Tasiusak.

Sonst sieht man wohl auf den Inlandeisströmen und den von ihnen stammenden Eisbergen des Meeres unregelmäßig verlaufende dicke Schmutzbänder, die daher kommen, daß sich eine Spalte, an deren Wänden das Wasser den Staub zusammengespült hat, wieder geschlossen, und die ebenso verlaufenden klaren blauen Bänder, welche durch Gefrieren von Wasser zwischen Spaltenwänden entstehen, aber man findet in den Inlandeisströmen nicht eine eigentliche Schichtung.

Diese Schichtung ist ein höchst wichtiges und ein höchst interessantes Merkmal der lokalen Gletscher.

Der Gletscher von Kome hat von seinem Thalschlufse her nicht weniger als drei Längsmoränen, dazu die beiden ebenfalls sehr starken Seitenmoränen. Er ist von seinem breiten Thalschlufse her ein mächtiger, aus den verschiedenen DurchrisSEN des Plateaus zusammenfliessender Strom, auf dem zwischen den Längsmoränen noch breite freie Eisstreifen sichtbar sind. Aber je weiter nach unten, desto mehr verschwindet das Eis, desto mehr fliessen die Moränen zusammen, und die ganze Gletscherzunge ist von einer einheitlichen Schutthülle überdeckt. Und wie in diesem Falle die Moränen sich zu einer einzigen Lage vereinen, so geschieht es auch mit dem feineren Staub und Sand. Die Moränenhülle behauptet wohl ihre Herrschaft über die Oberfläche, aber Staublagen, die ineinander verlaufen sind, werden von neuen Schneelagen überdeckt, die im nächsten Sommer nicht ganz forttauen, sondern vereisen; darauf kommt eine neue Staublage und so fort, und so entstehen die Jahresschichten der Gletscher.

Die Annahme scheint mir unwahrscheinlich, daß die zusammenhängende, nicht unbeträchtliche Schutthülle, welche die Gletscherzunge von Kome bedeckt, wieder ganz von einer Schneelage verhüllt wird, und daß sich im nächsten Jahre eine neue Schutthülle darüber spannt. Sie erscheint dafür zu stark, als daß die sich in ihr fangende Wärme

nicht einen wirksamen Kampf mit der Schneelage des Winters aufnehmen sollte. Dazu erfolgt ja auch ihre Bildung und Ergänzung kontinuierlich und ununterbrochen von oben her durch die langsame Bewegung des Gletschers, während die Bildung der Staublagen doch in der Hauptsache auf den Sommer beschränkt ist, während im Winter die Schneelage folgt. Der Staub wird von außen her durch den Wind gleichmäßig über die Oberfläche verteilt, die Steine werden durch die Eigenbewegung des Gletschers ununterbrochen nach der Gletscherzunge geschafft.

Auf diese Weise kommt es, dass eigentliche Steinschichten sich im Gletscher nicht bilden können, sondern die Gletscherschichten bestehen aus feinerem Sand und Staub. Aber die kontinuierliche Zufuhr von Steinen bewirkt eine weit innigere Vermengung der Gletschermasse hiermit als mit dem feinen Staub, der nur bestimmte Lagen bildet. Die steile Wand, in welcher der rechte Arm des westlichen Ujarartsuakgletschers noch vor Erreichung des Thals auf dem sedimentären Abhange endigt, welcher sich vor dem Basaltplateau gegen den Fjord abdacht, ist mit Steinen wie gespickt. Fast ununterbrochen fallen Steine aus der Wand aus und rollen den Abhang hinab in das Thal, und dieser Abhang ist dadurch so absolut glatt und poliert, dass man ihn nicht zu überschreiten vermag. Der Gletscher ist sicher früher bis in das Thal hinabgestiegen; denn der glatte Abhang besteht heute noch aus Steineis, einer mit Lehm durchmengten Eismasse.

Auch bei dem Gletscher von Kome treten viele Steine an der steilen Wand, mit der er endigt, hervor. Ganz besonders in einer linsenförmigen, etwa 2 m langen, 1 m hohen Einlagerung in etwa $\frac{1}{3}$ der Höhe der Wand. Diese Einlagerung besteht ganz aus Steinen und Schutt, fortwährend rollen von ihr Steine hinab, so dass sich unten am Fusse der Gletscherwand schon ein großer Schuttkegel gebildet hat. Den Ursprung dieser Schuttlinsen festzustellen, muss höchst interessant sein; ob es vielleicht das Ende einer Moräne ist, über welcher sich zusammenfließende Eismassen wölbten, die dann immer mehr nach der Tiefe geraten ist und trotzdem ihren Zusammenhang nicht verloren hat, eine Längsmoräne im Körper des Gletschers.

Es kommt mir hier darauf an, den Unterschied festzustellen, welcher zwischen dem Auftreten der von den Längsmoränen herstammenden Steine und dem auf den Gletscher niederfallenden Staub im Gletscherkörper besteht. Die Zufuhr und Ergänzung der Steinmassen erfolgt fortwährend, da sie durch die kontinuierliche Bewegung des Gletschers bewirkt wird; daher sind die Steine am Gletscherabbruch auch sehr in dem Gletscher verteilt. Mitwirken wird, dass eine Steinansammlung

durch die Wärme, welche sie zu sammeln und wiederzugeben vermag, auch einer gleichmässigen Verhüllung durch Schnee widerstrebt und mehr auf eine Durchmengung mit Schnee, Schneeeis und Gletschereis hinwirkt.

Anders der Staub und der feinere Sand. Er fällt nur im Sommer, da ja im Winter die Felsen selber noch vom Schnee bedeckt sind; im Winter kommt eine Schneelage darauf, die dann langsam vereist: so können wirkliche Schichten entstehen.

Und diese Schichtung ist ein hervorragendes Merkmal der lokalen Gletscher von Grönland; die Gletscherschichten sind wie Marken im Eise, die die Einzelheiten und Feinheiten der Gletscherbewegung, die dabei zur Erscheinung gelangenden Plastizitäts - Verhältnisse des Eises u. s. w. noch erkennen lassen, wo die lange Dauer dieser Vorgänge sie der nur kurze Zeit fortgesetzten Messung noch nicht offenbaren würde. Bei den Inlandeisströmen können wir eine Verschiedenartigkeit der Bewegungsintensität nur folgern aus äusseren Vorgängen, wie dem Schließen von Spalten oder dem Abstürzen von dem oberen Gletscherrand; bei den lokalen Gletschern sehen wir diese Verschiedenartigkeit in den Störungen der Gletscherschichten verzeichnet.

Ujarartorsuak heißt „der grosse Stein“; der Name ist auf die Gegend übertragen, wo an der Küste ein einzelner großer Stein liegt. Die Basaltdecke, welche die kretaceisch tertiären Schichten überlagert, aus denen die Küste der Halbinsel Nugsuak, von Kome an westlich, besteht, ist hier bei Ujarartorsuak in drei imposante Basaltkuppen aufgelöst, die einen grossen Cirkus bilden, in welchem sich die kretaceischen Schiefer wie ein Schuttkegel zuerst langsam, dann steiler gegen den Fjord hinabsenken. Aus den Einschnitten zwischen den flachen Basaltkuppen stürzen zwei mächtige Gletscher hinab, von denen wir den westlichen ausführlicher untersucht haben. Nachdem er in steiler Kaskade auf die sedimentäre Abdachung herabgefallen, teilt er sich in zwei Arme, die in unverminderter Stärke rechtwinklig auseinanderfließen. Die Teilungsstelle ist in wildester Weise zerrissen und von Gletscherbächen durchfurcht, aber die Spalten der beiden Arme ordnen sich sehr bald hinter der Teilungsstelle senkrecht zur Thalrichtung an.

Eine solche Teilung eines Eisstroms ist interessant; es ist, als ob der rechte Arm in seinem Bette zu viel Widerstand fand, um die mächtigen Eismassen, die von dem Plateau herniederstürzten, fortzuführen, und als ob die gestauten Eismassen seitwärts überquollen und einen seitlichen Thalriss zum Abfluss als neuer Gletscher benutztten.

Die Stauung in dem rechten Arm ist aus den Tafeln IX¹⁾ und X²⁾ zu erkennen. Man erkennt, wie die Gesamtheit der Gletschermasse in ihrem Strom eine Behinderung erfahren hat; die Kraft hat nicht ausgereicht um die auf geringer Neigung ruhende Eismasse vorzuschieben, die Gletscherschichten steigen thalabwärts konvex gegen die Oberfläche an. (Tafel IX.) In der That macht das Ende des rechten Arms einen durchaus toten Eindruck; es ist ganz schwarz infolge der Vermengung mit Steinen und Staub, wie wir es schon oben geschildert. Dafs es aber nicht ganz ruht, zeigt das unaufhörliche Ausbrechen und Abrollen von Steinen, wodurch die oben erwähnte glatte Rutschfläche entstanden ist.

Jedenfalls deuten die thalabwärts hier so stark konvex gebogenen Gletscherschichten auf einen wirksamen Widerstand hin. Bald hinter der Teilungsstelle ist er allerdings auf andere Weise durch die nachdrängenden Eismassen überwunden. Der Strom ist dort einfach auf die obersten Schichten beschränkt, welche über die unteren hinwegschreiten. (Tafel X.) Dort sieht man die beiden sich kreuzenden Schichtensysteme, d. h. die oberen Schichten sind horizontal, und die unteren, thalabwärts konvexen, schließen genau mit der untersten horizontalen Schicht ab. Sie treffen sie rechtwinklig, ohne sie zu durchschneiden.

Als eine zweite Art der Auslösung der in dem rechten Arm (der zweifellos der ältere ist, weil er den oberen Gletscher direkt fortsetzt) bestehenden Stauung wird man den linken Seitenarm auffassen müssen, in welchem der Überschuss des machtvoll aufgequollenen Eises in steiler Neigung seitwärts abfließt. Er benutzt einen Thalrif in der sedimentären Abdachung, der an der Teilungsstelle beginnt und steil abwärts führt, während der Thalrif des rechten Arms erst dort steil wird, wo der Gletscher heute endet. Der rechte Arm ist zu beiden Seiten von Bächen begleitet, die sich hinter dem Gletscherende vereinigen. Die Vereinigungsstelle ist sehr tief eingeschnitten, die beiden Arme nicht, sie eilen daher der Vereinigungsstelle in steiler Neigung zu. Das Gletscherende liegt in einer Höhe von über 300 m, hoch über der Vereinigungsstelle der Bäche in der Gabelung; keilförmig fällt von dem Gletscherende die vorher beschriebene Rutschfläche der Moränensteine hinab, und unten in dem gemeinsamen Thale sammeln sich die Blöcke.

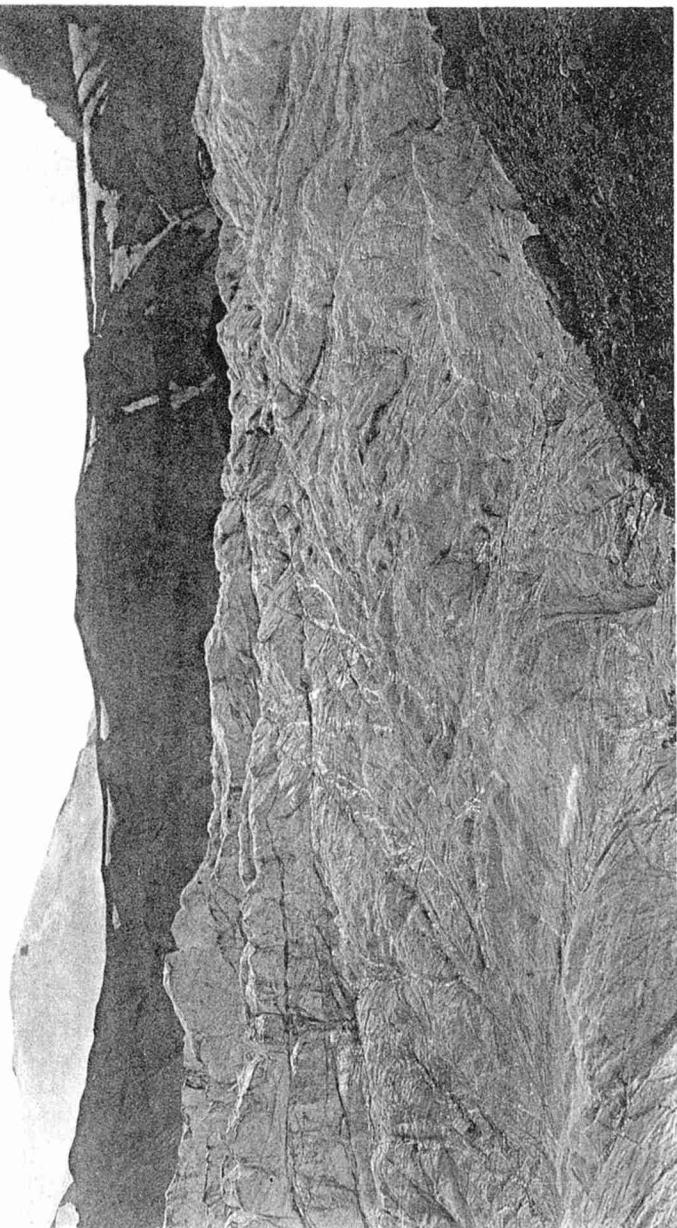
¹⁾ Tafel IX: Seitenansicht des rechten Armes des westlichen Ujarartorsuak-gletschers kurz vor dem Ende.

²⁾ Tafel X: Seitenansicht des rechten Armes des westlichen Ujarartorsuak-gletschers dicht hinter der Teilung.

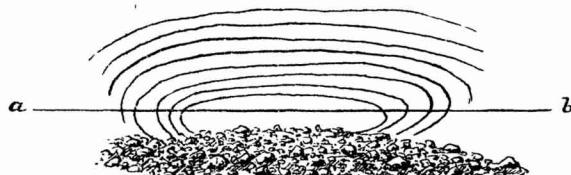
TAFEL IX.



TAFEL X.



Wie losgelöst von dem Eisstrom in beiden Gletscherarmen liegt auf dem an der Teilungsstelle in den Gletscher vortretenden rechten Winkel des sedimentären Abhangs ein Eiskomplex; er ist durch die sich dort rechtwinklig schneidenden Spalten und die ihnen auf dem Gletscher folgenden Bäche von dem Fließen nach beiden Richtungen abgeschnitten worden und scheint zu keinem der beiden Arme zu gehören. Die sandigen Schiefer, auf denen er liegt, sind an der Oberfläche durch Verwitterung sehr gelockert, anderseits durch den Druck des Eises wohl auch komprimiert. Das Schmelzwasser hat dort keinen Abfluss, da der Eiskomplex in keinem Thalriss liegt und der Abhang selber an der Teilungsstelle sich ganz verebnet; daher kommt es, dass das Wasser in der lockeren Oberfläche stagniert; es dringt auch nach der Tiefe nicht weiter, vielleicht infolge der Kompression durch die Last des Eises. So wird dort auf der Höhe eine Art Trieb sand geschaffen, indem die steinig sandige Oberfläche an der Teilungsstelle des Gletschers, wo der Eiskomplex liegt, vom Schmelzwasser durchtränkt ist. Man sinkt in diese Masse ein; infolge der durch meinen Fuß bewirkten Störung geriet sie aber in Fluss und wälzte sich als ein kleiner Schlammstrom längs dem linken Gletscherarm abwärts.



Abbild. 9.

Der linke Arm des westlichen Ujarartorsuakgletschers ist offenbar der, welcher auch von Steenstrup besucht wurde, und wo er die merkwürdige Schichtenbiegung fand, die er in Meddeleser om Grönland IV Tafel III, Figur 3 abgebildet hat. Abbild. 9 soll die Schichtenbiegung darstellen, wie sie Steenstrup 1879 an dem Abbruch des Gletscherendes gesehen hat. Bei meinem Besuch am 28. Juni war nur noch der Ansatz dieser achatmandelförmigen Schichtenbiegung vorhanden. Die Erscheinung schnitt mit Linie $a\ b$ ab, bis zu welcher der Gletscherschutt reichte.

Die Gletscherschichten sonst hier recht regelmäsig als schwarze Bänder den Gletscherabbruch, nur unten waren sie abwärts gebogen und sind es also ehemals noch mehr gewesen. Der Gletscher scheint danach etwas zurückgegangen zu sein.

Eine derartig merkwürdige Strukturbiegung wird man sich wohl am leichtesten durch die Form des Thales erklären, das je weiter abwärts desto tiefer und steiler eingerissen ist, während der obere Teil mehr eine flachmuldenförmige Form hat. Wenn dann die Bewegung des Eises nicht allein in der Thalrichtung, sondern auch an den Thalwänden abwärts gegen die Mitte in die steilere Rinne hinab erfolgt, dann müßte eine derartige Schichtenbiegung das Resultat sein. Wir sehen an diesem Fall, wie die Gletscherschichten uns Einzelheiten über die Gletscherbewegung zeigen, die wir durch direkte Messung schwerlich zu verfolgen vermöchten.

Ein anderes Beispiel für die Biegungen, welche in Gletscherschichten vorkommen, geben die Tafeln XI und XII¹⁾, die wir in dem obersten Teile des Gletschers von Kome fanden. Sie stellen eine Seitenansicht des Gletschers dar; die Photographien sind von der Seitenmoräne aufgenommen, welche gerade an dieser Stelle viel niedriger als der Gletscher war, während sie sich an anderen Stellen zu seiner Höhe erhab. Der Gletscher war hier aufgequollen infolge eines Widerstandes, der seinem in der Längsrichtung der Bilder erfolgenden Strom entgegengesetzt war; und wie dieses Quellen sich in den verschiedenen Gletscheralagen äußert, wird uns durch die



Abbild. 10.

Schichtenbiegungen gezeigt, welche auf den Photographien dargestellt sind.²⁾

Gerade bei dem Gletscher von Kome kommen auch weiter thalab noch mehrere derartige Stauungen vor.

Bald hinter seinem Austritt aus dem Gneifsthal in die Gegend der kohlenführenden Sandsteine zu seiner linken Seite — die rechte Thalwand besteht aus Gneiß bis zum Fjord — findet man das in Abbild. 10

¹⁾ Tafel XI u. XII: Seitenansichten des lokalen Gletschers von Kome im oberen Teil.

²⁾ Der Gletscher von Kome ist offenbar früher viel breiter gewesen. Die Seitenzonen sind zusammengeschmolzen, und nur der Schutt, der auf ihnen lag, ist übrig geblieben. Er begleitet den Gletscher als Überrest der alten Seitenmoräne, erhebt sich vielfach zu der Höhe der heutigen Seitenmoräne und birgt noch häufig einen Eiskern. So fliesst der heutige Gletscher zwischen Überresten des alten Gletschers, mit denen er anderseits vielfach auch noch ganz zusammenhängt. Seine heutige Seitenmoräne hängt mit den Schuttwällen, die den Gletscher begleiten, bald zusammen, bald ist sie auch durch Bäche von ihnen getrennt. Neben dem Gletscher und in der mit Seitenmoräne bedeckten Randzone des Gletschers haben wir ein sehr verworrenes Schuttlabyrinth.

TAFEL XI.



TAFEL XII.



dargestellte Längsprofil, das sich in dem hier steilen seitlichen Abfall des Gletschers schön offenbart.

Die Schichten sind im Sinne der Gletscheroberfläche thalabwärts sanft geneigt. Im Gegensatz zu dem oben besprochenen Falle beim Ujarartorsuakgletscher, wo gerade eine nach oben offene, thalabwärts konvexe Krümmung der Schichten bestand, finden wir hier bei Kome die Schichten anders gekrümmt. Eine horizontale Bruchfläche schneidet durch die Schichten hindurch, aber auch über ihr ist die Bewegung noch nicht gleichmäßig; die Lagen unmittelbar an der Bruchfläche bleiben wieder gegen die darüber liegenden zurück, und so haben die Schichten hier eine nach oben geschlossene, thalabwärts konvexe Krümmung erhalten, sie sind, so zu sagen, an der horizontalen Bruchfläche geschleppt.

Der Gletscher von Kome muss mannigfache derartige Störungen durchgemacht haben, das erkennt man am besten an dem Steilabbruch seiner Zunge, wo die Gletscherschichten überaus wirr verzweigt sind; hier treten die Schichtenstörungen, welche im Laufe des Stromes erfolgt sind, in einer Steilwand zu Tage, aber es dürfte schwer sein, sie dort noch im einzelnen deuten zu wollen.

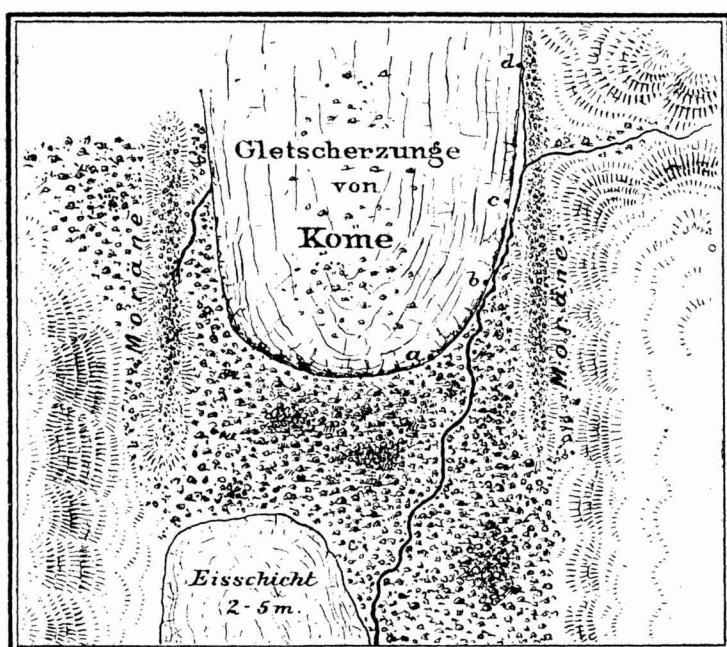
Der heutige Gletscher ist zweifellos nur das Rudiment eines früheren grösseren Stromes, und zwar wird er heute fortgesetzt durch den Gletscherbach in seiner Entwicklung beschränkt. Dieser hat an der linken Seite einen Teil der alten Gletscherzungе schon vollkommen von dem Gletscherabgeschnitten (vgl. Abbild. 11), der Nebenfluss, welchen er empfängt, hat das abgeschnittene Stück noch durchquert, so dass es nun vollkommen von dem Gletscher getrennt ist, während seine Fortsetzung thalaufwärts sich zunächst stufenförmig an den Gletscher anlehnt, um dann weiter aufwärts ganz mit dem Gletscherkörper zu verschmelzen.

Das losgelöste Stück besteht aus Eis und ist nur von Moränen-schutt bedeckt, wie es ja auch die ganze Gletscherzunge ist; es befindet sich aber offenbar schon lange in dieser Lage, denn die Vegetation zieht sich heute schon fast bis auf seine Höhe hinauf.

Der Gletscherbach arbeitet heute noch unablässig an der Zerstörung des Gletschers, er untergräbt die steile Gletscherwand, so dass die Masse von oben abstürzen muss. Hielte der Gletscherbach nun dauernd denselben Lauf inne, so wäre ja seinem Zerstörungswerke Einhalt gethan, wenn so viel Masse abgestürzt ist, dass der Bach den Gletscherabbruch nicht mehr unterspült. Aber sein Lauf wechselt unablässig. Bei meinem ersten Besuch am 29. Juni sprang er als mannsdicker Strahl aus einer Höhle im Gletscher, etwa aus der mit c be-

zeichneten Stelle hervor; als ich am 22. Juli wiederkehrte, war sein Ausfluss etwa zehn Schritte weiter aufwärts verlegt, er brach nun in der Tiefe unter dem Gletscher hervor, und im Bunde mit dem Nebenfluss war die Zerstörungsarbeit augenblicklich in ein sehr lebhaftes Stadium getreten, wie man aus den zahlreichen Eistrümmern sah, die er abwärts wälzend an den Steinen der Grundmoränen zerschellte.

Weiter thalab, etwa bei *b*, war eine noch frühere Ausflussöffnung zu sehen; sie hatte nicht mehr die runderen Formen der Öffnung



Abbild. II.

von *c*, sondern war länglicher, linsenförmig, offenbar durch den Druck des Eises schon wieder zusammengepresst. Noch weiter abwärts an der Vorderseite des Steilabsturzes, etwa bei *a*, war dicht über der Grundmoräne ein geräumiges Gletscherthor. So war der Ausfluss des Gletscherbaches aus dem Gletscher immer weiter thalaufwärts verlegt, und er konnte die Zerstörung des Gletschers immerfort von neuen Angriffspunkten betreiben.

Auch auf der rechten Seite des Gletschers bricht ein Bach aus etwa $\frac{1}{4}$ Höhe des Steilabsturzes aus dem Gletscher hervor; er verliert

sich aber unter einem schutbedeckten Eiskerne, welcher dem oben besprochenen der linken Seite vollkommen ähnlich ist, hier aber nicht ganz den Zusammenhang mit dem Gletscher verloren hat. Der Bach hat auf der rechten Seite den Zusammenhang nicht wie auf der linken zerschnitten.

In welchem Verhältnis zum Gletscher nun endlich die 2 bis 5 m dicke Eisschicht steht, welche sich in unmittelbarem Anschluss an den fossilen Eiskern der rechten Seite noch über 1000 Schritt weiter thal-abwärts erstreckt, ist schwer zu sagen. Links von dem vereinigten Gletscherbach ist nur ein kleiner Ansatz dieser Eisschicht, rechts jedoch erreicht sie eine Breite von über 100 Schritt. Sie besteht aus körnigem Eis wie der Gletscher, die Gröfse der einzelnen Individuen übertrifft, wie auch beim Gletscher, wenig die Gröfse einer Erbse. Sie ist stellenweise von Bächen bis auf den Boden durchschnitten, und es war mir sehr interessant, **den Boden unter dem Eise gefroren zu finden**, obgleich der Bach darüber hinwegströmte. Der Boden neben dem Eise war nicht gefroren. Ich sehe hierin eine Bestätigung meiner an anderer Stelle ausgesprochenen Anschauung, daß eine Gletschermasse ihren Untergrund erkaltet.¹⁾

Diese Eisfläche auch für einen früheren Teil des Gletschers von Kome zu halten, dürfte deshalb nicht gut angängig sein, weil die Oberfläche gänzlich frei von Steinen und Schutt war. Wollte man annehmen, daß der Gletscher hier bis zu dieser geringen Mächtigkeit geschwunden sei, müßten die Steine auf der Oberfläche doch noch mehr kondensiert sein, als wir es heute auf der Gletscherzunge sehen. Doch das ist nicht der Fall; die Oberfläche ist gänzlich frei von Steinen und Schutt, und so wird man wohl annehmen müssen, daß hier eine selbständige Neubildung einer körnigen Eismasse vorliegt. Ich habe darauf Marken eingerichtet, um vielleicht im nächsten Jahre feststellen zu können, wie es sich mit der Bewegung dieser Eisschicht verhält. Ihre Stärke liegt weit unter der Mächtigkeit, welche K. J. V. Steenstrup aus seinen reichhaltigen Beobachtungen über die Bewegungsverhältnisse der Eismassen Grönlands im Minimum als Bedingung der Bewegungsfähigkeit annimmt, und welche etwa 40 m beträgt.²⁾

Indessen möchte ich diese Minimalgrenze der zur Bewegung notwendigen Mächtigkeit noch nicht unbedingt annehmen. Von den Schneeeisstreifen, welche sich an den Nordabhängen den ganzen Sommer

¹⁾ Verhandlungen des VIII. Deutschen Geographentages zu Berlin 1889, S. 162 ff.

²⁾ Medd. IV p. 77.

hindurch halten, und welche ein Hindernis in ihrem Bett noch eine Strecke lang durch eine davon ausgehende, sich abwärts ziehende Rinne in der Oberfläche erkennen lassen, was auf einen Fluss hindeutet; von diesen Schneeeisstreifen über den an der Oberfläche auch noch aus porösem Schneeeis bestehenden Ujarartorsuakgletscher hinweg zu den ausschließlich körnigen Gletschern und Inlandeisströmen besteht eine Folge von Übergangsbildungen. Und wenn, was wir nach ihrer Oberflächenrinne annehmen möchten, die ganz dünnen Schneeeisstreifen in den flachen Runsen der Nordabhänge eine Bewegung besitzen, wird man im einzelnen Falle prüfen müssen, ob eine Bewegungslosigkeit von Eismassen durch eine zu geringe Mächtigkeit (unter 40 m), oder ob sie durch andere Ursachen bedingt ist. Speziell bei den von Steenstrup erwähnten Gletschern unter 40 m auf der Diskoinsel dürfte der Mangel an kontinuierlicher Bewegung durch eine allzuschroffe Diskontinuität in dem Bette bedingt sein, welche die Eismasse zum Abstürzen zwingt; wenigstens erwähnt Steenstrup, dass dort die Schneelage, die sich zu bewegen beginnt, wegen der Steilheit der Wand abstürzen muss. Dazu aber, dass sie zum Abstürzen kommt, bedarf es schon einer Bewegung. Theoretisch wird man die Bewegungsfähigkeit von Eismassen garnicht hoch genug veranschlagen können, und ein Mangel an Bewegungsfähigkeit kann durch eine Temperatursteigerung schnell beseitigt werden.

Die Mächtigkeit einer Eismasse repräsentiert einen bestimmten Druck, und Druck, Temperatur und Neigung des Untergrundes bedingen in bestimmter Weise die Bewegungsfähigkeit einer Eismasse. Die Veränderung eines dieser drei Faktoren verändert die zum Eintritt einer Bewegung erforderliche Größe der beiden anderen, und bei Eismassen in der Nähe von 0° wird eine ganz verschwindende Neigung erforderlich sein, um noch bei ganz geringer Mächtigkeit eine Bewegung eintreten zu lassen. Infolge der Thatsache, dass sich durch den Druck der Schmelzpunkt des Eises erniedrigt, kann man die Bedingung der erforderlichen Temperatur auch als Bedingung des Druckes also der Mächtigkeit fassen und das Resultat dahin aussprechen, dass zu jeder Neigung des Untergrundes nur eine bestimmte Mächtigkeit zur Bewegung gehört. Innerhalb der Grenzen dieser beiden Faktoren wird eine Bewegung eintreten müssen; sie braucht nicht sofort einzusetzen, wegen der scheinbaren Starrheit des Eises, aber dass sie überhaupt eintritt, ist nur eine Frage der Zeit.¹⁾

¹⁾ vgl. E. v. Drygalski: Zur Frage der Bewegung von Gletschern und Inlandeis. Neues Jahrb. für Min., Geol. u. Paläont. 1890.

Mit diesen wenigen Bemerkungen müssen wir die Behandlung der lokalen Gletscher beschließen, weil die kurze Zeit unseres Aufenthaltes uns zum Besuch auch noch anderer Gletscher nicht Zeit ließ. Wir möchten nur noch kurz eine Zweiteilung erwähnen, welche dem äußeren Eindrucke nach offenbar bei den lokalen Gletschern besteht, nämlich die Verschiedenheit zwischen den Gletschern des Gneisgebietes und denen der jung sedimentären Bezirke, die bei Kome beginnen. Diese Verschiedenheit ist in dem Charakter der Thäler begründet. In dem Gneisgebiet haben wir den kurzen, steilen, riffsförmigen Typus der Thäler, dessen Ursprung wir hauptsächlich auf Verwitterung zurückführen möchten, weil wir die erodirende Thätigkeit des Wassers heute in keiner nennbaren Weise bethägt sehen, und weil diese Kraft sich bei dem kurzen, riffsartigen Charakter der Thäler auch nicht in nennbarer Weise bethägten kann. Die mannigfache Arbeit der Verwitterung hat die festen Felsen in verschiedener Richtung durchfressen, und strömende Eismassen haben die Schuttmassen hinweggeschafft. Es ist dieses der Fjordcharakter der Thäler, welcher nicht auf die Fjorde beschränkt ist, sondern überall auch auf dem Lande das Gneisgebiet durchsetzt. Beckenbildung ist der vorwiegende Charakterzug; es giebt in den Gneifstählern nur unbedeutende, wirkungslose Bäche, nirgends solche, welche die Thäler beherrschen.

Das ist anders in dem sedimentären Gebiet. Die Flüsse entspringen den Gletschern, welche aus den Lücken des Trappplateaus herniedersteigen, und durchqueren die Sandsteine und Schiefer in sichtbar selbst gegrabenen Rinnen. Das Material ist sehr locker, und die Farbe des Wassers ist tiefbraun infolge der Lehmmassen, welche es mitführt. Die einzelnen Rinnen vereinigen sich und münden dann als ansehnliche Bäche in den Fjord. Meistens haben sie bei der starken Geröllführung ein großes Delta gebildet, und in grossem Halbkreis um die Mündung herum hat auch der Fjord noch einen tiefbraunen Ton, der recht scharf von dem ungetrübten blauen Fjordwasser absticht.

Dieser verschiedene Charakter der Thäler verfehlt seine Wirkung nicht auf das äußere Aussehen der Gletscher; wie die Flüsse selber, treten sie westlich von Kome in den Verband der Landesgestaltung hinein, während sie in dem Gneisgebiet mehr als fremde Zuthat erscheinen. Sie unterscheiden sich durch ihre Schuttführung, durch ihre Spalten und durch die ganze Art ihres Stromes. Wir wollen uns hier auf die Erwähnung dieses äußeren Eindruckes beschränken. Es wird der näheren Prüfung bedürfen, wie weit der verschiedene äußere Eindruck auch eine innere Begründung besitzt.

Die Eisberge.

Wir haben nunmehr die verschiedenen Eisbildungen Grönlands im einzelnen soweit verfolgt, wie die im Sommer 1891 gewonnenen Erfahrungen es darzustellen gestatten. Es wäre nur noch übrig, mit wenigen Worten auf die Eisbildungen zu kommen, welche das Resultat der gesamten Kraft der Eismassen sind, nämlich auf die Eisberge des Meeres. Wir können uns jedoch kurz fassen; denn weil die Eisberge eben früher Teile der Landeismassen gewesen sind, haben wir schon an den einzelnen Stellen unsere bei dem Inlandeis und den Gletschern gewonnenen Anschauungen durch die bei Eisbergen gesehenen Thatsachen ergänzt. Wir haben von den Anzeichen gesprochen, welche auf eine körnige Struktur der Eisberge deuten, und die hexagonale Verwitterungsform ihrer Oberfläche erwähnt. Wir haben die Höhe der Eisberge mit der Höhe der Gletscherränder verglichen und die Art ihrer Entstehung, das Kalben der Gletscher, mechanisch darzustellen versucht.



Abbildung. 12.

Wir haben das Teilen der Eisberge behandelt und dabei die Rutschflächen beschrieben, die man so häufig bei ihnen sieht, und die vollkommen den Scheuerflächen der Felszüge gleichen. Wir haben endlich die blauen und die braunen Bänder besprochen, die sich auf den Gletschern durch Schließen von Spalträndern bilden, indem da zwischen Wasser gefriert oder eine Schmutzfüllung fest wird. So ist es nur noch erforderlich, auf einen Punkt mit wenigen Worten einzugehen, welcher für das Auftreten und Wirken der Eisberge der wichtigste ist: nämlich auf das Schmelzen der Eisberge. Die Eisberge, welche der Westküste Grönlands entstammen, sind die größten der Erde, und ihre Zahl ist eine so ungeheure, dass der auf diese Weise dem Meere zugeführte Kältevorrat von den unheilvollsten Folgen für die Schiffbarkeit des Meeres sein würde, wenn nicht das Abschmelzen im Meere überaus schnell erfolgen würde. Aus den Versuchen Steenstrups in dieser Richtung geht hervor, dass das Abschmelzen sogar dann noch recht schnell erfolgt, wenn die Temperatur des Meerewassers $-1,3$ bis $-1,6^{\circ}$ C. beträgt.

Dieses schnelle Schmelzen der Eisberge im Wasser, das wir hier lediglich als Thatsache annehmen wollen, ist der Grund für die so häufigen Veränderungen ihrer Gleichgewichtslage. Das Wasser frifst sich in eine Hohlkehle ein (vgl. Abbild. 12); wäre der Eisberg eine homogene Masse, würde das noch keine Bewegung veranlassen können. Wir wissen ja aber von den grofsen Eisströmen her, wie die Eisberge zusammengesetzt sind. Jeder Eisberg ist ein Eisspitzenkomplex, der in gröfserem oder geringerem Grade von Spaltensystemen zerteilt wird. Wenn das Meer den Eisberg bis zu einer Spalte durchfressen hat, dann löst sich der abgeschnittene Teil ab, der Eisberg verliert seine Gleichgewichtslage und wälzt sich unter enormem Getöse herum, bis er eine neue Ruhelage erreicht hat. Oft tritt der Vorgang ja auch durch Abstürzen von dem über Wasser stehenden Teile des Eisberges ein; doch ist das verhältnismäfsig selten gegen die Fälle, wo er ohne sichtbaren Grund, also infolge des Loslösens eines Teils unter Wasser, seine Bewegungen beginnt. Die Gewalt dieser Bewegungen ist eine außerordentliche, wie man an dem Aufruhr wahrnehmen kann, in den der Meeresspiegel gerät; sie ist von den Schiffen genugsam gefürchtet.

Wenn das abbrechende Stück die allgemeine Gleichgewichtslage nicht beeinflusst, so steigt der Eisberg einfach empor und sieht infolge der Hohlkehle in der früheren Wasserlinie dann aus, wie ein riesiger Pilz. Häufiger wird die Gleichgewichtslage sich ändern, und man erkennt an dem mannigfaltigen Verlauf der früheren Hohlkehlen noch immer, welche Lagen der Eisberg früher gehabt hat. Diese umgürten den herausragenden Teil und kreuzen sich selbst in der verschiedensten Art.

Bei der unendlichen Mannigfaltigkeit, welche in diesen Lagenveränderungen liegt, hat es kein Interesse, einen einzelnen Fall zu beschreiben. Angesichts dieser wechselreichen Veränderungen früherer Meereshorizonte an mächtigen, festen Körpern, angesichts auch der oben beschriebenen Teilungen, Pendelbewegungen, Scheuerungen und wiederum neuen Verbindung, und endlich der vollkommenen Trennung und Verwerfung durch Bruch — angesichts aller dieser Vorgänge, die bei den Eisbergen lediglich dadurch zu Stande kommen, daß eine feste Masse sich in ihrem flüssigen Äquivalent den hydrostatischen Gleichgewichtszustand bewahrt: liegt es nahe, einen Vergleich zu den Erscheinungen unserer festen Erdrinde zu ziehen. In der Erdrinde treffen wir alle dieselben Erscheinungen wieder: frühere Meereshorizonte auf weite Strecken hin emporgetaucht und geneigt, feste Schollen zerbrochen, die einzelnen Stücke tief gegeneinander verworfen und dann in neuen Lagen zusammengeschweisst, die Rutschflächen zerrieben und die

Zwischenräume mit dem Reibungsgruse erfüllt, andere Stücke durch Zerbrechen getrennt und verworfen, flüssige Materie zwischen den einzelnen Teilen erstarrt. Aber die Erdrinde zeigt auch Falten, und diese haben wir beim schwimmenden Eise nicht entstehen sehen. Dass sie nicht entstehen können, folgt daraus nicht. Die Schichtenstauchungen des Gletschers von Kome (vgl. die Tafeln XI und XII, sowie Abbild. 10), ferner die Biegungen der Ujarartorsuakschichten (vgl. die Tafeln IX und X) zeigen deutlich genug, dass die Materie des Eises diesem Vorgange durchaus zugänglich ist; sie bedarf dazu nur des genügenden, langsam wirkenden Druckes. Ich möchte es nicht bezweifeln, dass das schwimmende Eis, wenn es in seinen Bewegungen hinreichend beengt ist, bei der dann entstehenden Pressung ebensogut auch Falten zu werfen vermag, wie der Gletscher von Kome. In ganz mit Schollen erfüllten Meeren müfste man Faltenstauchungen wahrnehmen können.

So sehen wir eine Reihe von Erscheinungen, die wir von der Erdrinde kennen, und eine Folge von Vorgängen, die wir von der Erdrinde annehmen müssen, bei den Eisbergen Grönlands durch den hydrostatischen Gleichgewichtszustand bedingt. Bekanntlich hat O. Fisher die gleiche Erklärung für die Thatsachen der Erdrinde versucht, ein hydrostatisches Gleichgewicht der festen Teile in ihrem Schmelzfluss, das infolge der Wechselwirkung zwischen flüssiger und fester Substanz vielfachen Veränderungen unterliegt. Wir können nicht umhin, von den Thatsachen des Polarmeeres her den geistvollen Entwickelungen Fishers erneute Beachtung zuzuwenden.

Damit schliesen wir die Schilderung unserer Reiseindrücke. Wie wir eingangs erwähnten, war es nicht unsere Absicht, die einzelnen Beobachtungen zu einem vollständigen Gesamtbilde zu einen; dazu war die Zeit unseres Aufenthaltes zu kurz, und wir haben auf Schritt und Tritt die Lücken gemerkt, welche eine Ergänzung verlangen. Es fehlt besonders an Messungen; denn so bestimmd der persönliche Eindruck für den Beobachter selbst häufig ist, so werden seine Anschaufungen doch nur durch bestimmte Zahlen allgemeine Beweiskraft erlangen. Möchte es uns vergönnt sein, bei dem geplanten längeren Aufenthalt im Jahre 1892—1893 genügendes Zahlenmaterial zu gewinnen. Der Zweck der vergangenen Reise war, zu rekognoszieren und die Probleme zu sehen, die die Eismassen bieten; sollte es uns gelungen sein, in den obigen Ausführungen diese Probleme zu zeigen, so wäre der Zweck dieser Arbeit erreicht.
