

# Einige Beobachtungen über die Kalbungen im Jakobshavner Eisfjorde und den benachbarten Fjorden

Von Privatdozent **Dr. M. C. Engell** (Kopenhagen)

(Mit 3 Figuren)

Auf niederen Breiten ist die Ablation so groß, daß die Gletscher da stets in einer größeren oder geringeren Meereshöhe verschwinden. Die Meereshöhe, zu welcher wir aufsteigen müssen, ehe wir Gletschern begegnen, ist natürlich abhängig von der Mächtigkeit des Gletschers und von der Polhöhe der Stelle.

Auf größeren Breiten ist die Ablation nicht groß genug, um stets die Gletscher verschwinden zu lassen, ehe sie das Meer erreicht haben. Solche Gletscher schieben sich in Taltrögen gegen die Fjorde hin und, wenn sie diese erreicht haben, schieben sie sich ein Stück hervor, bis durch die Einwirkung des Wassers Stücke von den Gletscherenden abbrechen. Diese Ab- und Zerbrechungen des Gletscherendes im Wasser werden von den Dänen in Grönland Kalbungen genannt; dieser Ausdruck ist dann in die Wissenschaft übergegangen. Die abgebrochenen Stücke werden, wenn sie größer sind, Eisberge, wenn sie nur klein sind, Kalbeis genannt. Die Strecke, die der Gletscher sich im Fjorde hinausschiebt, ehe er kalbt, ist von den orographischen Verhältnissen und der Geschwindigkeit (Mächtigkeit) des Gletschers abhängig. Die östlichen Winde treiben sowohl die Eisberge als auch das Kalbeis aus dem Fjord.

Auf welche Weise die Gletscher kalben, ist noch nicht genügend aufgeklärt; hauptsächlich wohl, weil noch nicht hinlänglich viele Beobachtungen angestellt wurden. Die verschiedenen Ansichten hat K. J. V. Steenstrup in einer dänischen Zeitschrift

kritisch zusammengestellt.<sup>1)</sup> Die Ansichten sind in einigen Fällen mehr auf theoretische Betrachtungen als auf Beobachtungen gestützt. Beobachtungen von großem Werte haben dagegen E. v. Drygalski und Steenstrup angestellt. Gerade aber die Ansichten dieser zwei Forscher fallen nicht zusammen.

Im Sommer 1902, 1903, 1904 hatte ich Gelegenheit, die Kalbungen im Jakobshavner Eisfjord und in den benachbarten Fjorden Alangordlek, Sarkardlek und Torsukatak zu beobachten. Die Kommission für die Leitung der geologischen und geographischen Untersuchungen in Grönland hatte mich beauftragt, eine Reihe von Punkten, den Jakobshavner Eisfjords entlang und weiter gegen Süden festzulegen, von welchen man teils den Rückgang des Inlandeises feststellen, teils Messungen der Geschwindigkeit ausführen konnte.

Die Alangordlek- und Sarkardlek-Eisströme sind beide von geringer Mächtigkeit, in Übereinstimmung damit ist auch die Geschwindigkeit nur eine geringe. Geschwindigkeitsbestimmungen habe ich übrigens nicht angestellt; die wenigen Mengen von kleineren Eisbergen und Kalbeis sprechen für eine geringe Bewegung. Der Sarkardlek-Eisstrom bildet verhältnismäßig mehr Kalbeis als der Alangordlek.

Die Alangordlek endet mit einem Rande, der durchschnittlich eine Höhe von 20 *m* hat; nur an einigen Stellen erreicht er eine Höhe von 25 *m*. Der Sarkardlek-Eisstrom ist breiter als der Alangordlek und hat auch eine größere Höhe, durchschnittlich 30 *m* und übersteigt nicht viel 35 *m*. Beide Eisströme kommen unter einem ziemlich großen Winkel gegen das Fjord hinab.

Beide Eisströme sind ziemlich uneben. Auf Wanderungen auf Sarkardlek habe ich die Unebenheiten auf rund 10 *m* geschätzt. Dasselbe gilt wahrscheinlich auch vom Alangordlek. Denkt man sich die Oberfläche ausplaniert, so erhält der Sarkardlek-Eisstrom eine Randhöhe von ca. 25 *m* und der Alangordlek eine solche von 15 *m*. Wenn die Eisstromenden schwimmen sollten, müßte die Tiefe des Fjordes in Sarkardlek  $25 \times 7.4 = 111$  *m* sein. Einige Lotungen, die ich ausgeführt habe, zeigen, daß der Alangordlek nur 50 *m* und der Sarkardlek 120 *m* tief ist. Wenn diese Tiefe sich unter dem Gletscher fortsetzt, kann das Gletscherende nicht niedergedrückt sein.

<sup>1)</sup> Geogr. Tidsskrift, Kjöbenhavn 1892, vol. XI.

Nun muß man doch nicht allzu großes Gewicht auf die Lotungen legen. Falls der Gletscher längere Zeit stationär gewesen ist, muß der Fjord vor dem Gletscher voll von Moränenmaterialien sein. (Siehe Fig. 1) Daß es so sein kann, geht aus der Bildung an dem südlichen Ende des Tasiussaks, das den Namen Kiakusuk führt, hervor. Dieses ist eine ganz flache Strecke zwischen Fjord und Meer, aus Moränenmaterialien bestehend. Ursprünglich hat Tasiussak-Fjord sich bis ins Meer erstreckt. Ein Gletscher hat längere Zeit an dem jetzigen Ende des Fjordes gestanden; die Moränenmaterialien sind vom Schmelzwasser ausplaniert. In dem Fjord findet man Tiefen von 190 m. Die Kiakusuk-Ebene liegt ca. 30—40 m über dem Meere. Bezieht man dies auf die Alangordlek- und Sarkardlek-Fjorde, so kann man also nicht größeres Gewicht auf die Lotungen legen

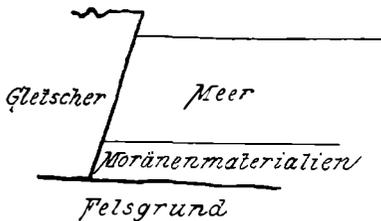


Fig. 1

bezüglich der Frage, ob diese Gletscher da enden, wo sie ihre Unterstützung auf Fjordboden verlieren und einem Auftriebe unterworfen sind. Der Kalbungsvorgang scheint doch anzudeuten, daß die Kalbungen durch Niederstürzen vor sich gehen.

Der Rand des Gletschers ist, wenn eine Kalbung längere Zeit nicht stattgefunden hat, immer vorwärts gebogen, so wie dies in obiger Figur dargestellt ist.

Die im Wasser liegenden Teile des Gletschers sind sehr zernagt. Dies sieht man am deutlichsten bei Ebbe. Wenn die Neigung eine Größe von  $10^{\circ}$ — $15^{\circ}$  erreicht hat und die Wasserkehle hinlänglich tief ist, kann die Zusammenhangskraft sich nicht mehr geltend machen. Längs einer Spalte geschieht die Berstung und der flache Eisberg rutscht ins Wasser hinab. Hier wälzt er sich um. Außer dem großen Stück stürzen auch gewöhnlich größere Massen von kleineren Eisstücken ins Meer. Oft bricht das größere Stück während des Falles in kleinere Stücke oder es geschieht dies im Wasser. Mitunter kann die Kalbung nach einiger Zeit wieder auf derselben Stelle beginnen, indem kleinere Partikel hinabrutschen.

Nach der Kalbung steht das Ende nach rückwärts geneigt — nach Schätzung bis  $10^{\circ}$ .

Setzt man die Beobachtungen fort, so sieht man, daß der Rand sich nach und nach lotrecht stellt und schließlich wieder vorwärts geneigt ist. Die Wasserkehle, die durch die Kalbungen verschwand, kommt wieder zum Vorschein. Wenn die Neigung  $10^{\circ}$ — $15^{\circ}$  beträgt, beginnt die Kalbung wieder. Der Zeitpunkt für das Eintreten der Kalbung ist offenbar von mehreren Umständen abhängig, so von der Lage der Sprünge und deren Tiefe und auch von Kalbungen in der Nähe. Man bemerkt oft, daß, wenn Kalbungen an einer Stelle eintreten, auch andere Stellen zu kalben beginnen. Vielleicht können sie auch die Gezeiten ab und zu hervorrufen, doch habe ich keinen Zusammenhang zwischen Kalbung und Gezeiten beobachtet. Die Kalbungen scheinen bei jedem Wasserstande eintreten zu können.

Auch habe ich weder am Sarkardlek noch am Alangordlek eine Kalbung bei Auftrieb gesehen. Doch da ich keine genauen Beobachtungen angestellt habe, kann sie ebensogut auch stattfinden. In solchen Fällen müßte man doch bisweilen moränenführende Eisberge treffen, doch weder 1902, noch 1903 und 1904 habe ich solche gesehen. Dagegen habe ich 1903 und 1904 solche Eisberge in Tossukatak gefunden.

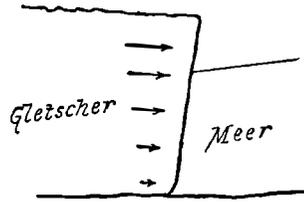


Fig. 2

Ohne einen Beweis dafür anführen zu können, bin ich geneigt, die Kalbungen in Alangordlek und Sarkardlek, die als Beispiele von Eisströmen von geringer Geschwindigkeit dienen können, nur als Niederstürzungen zu erklären, das heißt, daß die Geschwindigkeit der untersten Schichten nicht größer ist, als das Wasser diese in Schach halten kann. Der vorwärts geneigte Rand läßt sich von der nach oben zunehmenden Geschwindigkeit erklären. Die Verteilung der Geschwindigkeit und das Zernagen des Eises vom Wasser sind die Ursachen der Kalbungen. Der Auftrieb spielt bezüglich der Kalbung bei diesen Gletschern keine oder eine ganz verschwindende Rolle. Eine ganz ähnliche Erklärung hat H. F. Reid<sup>1)</sup> gegeben. Wenn die Geschwindigkeit des Gletschers noch minder wird, rückt der Gletscher rückwärts. Wird die Geschwindigkeit größer, rückt der Gletscher vorwärts. Das Wasser

<sup>1)</sup> Reid H. F.: Studies of the Unierglacier in Alaska (Nat. Geogr. May. Washington 1892) zitiert nach Heß: Die Gletscher, S. 245.

allein kann nun nicht mehr die unteren Schichten in Schach halten. Der Gletscher schiebt sich so lange fort, bis der Auftrieb sich geltend macht und die Lage des Gletscherendes reguliert. Beispiele für diesen Typus hat E. v. Drygalski gegeben.<sup>1)</sup> Wahrscheinlich ist dieser Typus geltend bei den meisten Gletschern mit größerer Geschwindigkeit und die unter einem größeren Winkel in das Fjord hinabkommen.

Ein ganz anderer Typus ist repräsentiert durch den Jakobs-havner Gletscher. In diesem Fjorde sieht man ab und zu, namentlich im Monat Juni umgewälzte Eisberge. Die Oberfläche ist uneben von Zacken und Spitzen wie die Oberfläche des Gletschers. Die Grönländer nennen deswegen auch solche Eisberge Mañitsok, d. h.: das, was uneben ist. Die Oberfläche ist grauweiß — von Staub — ganz wie die Oberfläche des Gletschers. Die Ränder sind ganz lotrecht und ganz weiß, ebenso wie das Gletscherende. Hier kann kein Zweifel sein, daß diese Eisberge Stücke von den Gletschern sind, die in ursprünglicher Lage fortgeführt worden sind.

Ich habe mehrfach versucht, die Höhenunterschiede zwischen diesen Eisbergen und dem Gletscherende zu ermitteln. Falls die Höhenunterschiede Null waren, mußte der Gletscher vollständig nach dem hydrostatischen Prinzip auf dem Fjorde schwimmen. War der Eisberg höher als der Gletscher, so deutete dies darauf hin, daß das Gletscherende etwas niedergedrückt ist, die Kalbung also durch Auftrieb hervorgerufen wurde. Die Messungen haben keine ganz sicheren Aufschlüsse über diese Frage gegeben. Wenn die Messungen ganz genaue Resultate geben sollten, müßte man 1. sicher sein, auf welcher Stelle der Eisberg losgerissen war (die seitlichen Partien des Gletschers haben nämlich eine kleinere Höhe als die mittleren), 2. sicher sein, daß der Eisberg ganz horizontal liegt und nicht zu viel an Gewicht verloren hat. 3. Ist es sehr schwierig, Punkte auf dem Berge und dem Gletscher, die entsprechende Höhen haben, zu finden. Auf diese Weise kann man leicht zu einer scheinbaren Verschiedenheit von 5—10 m und mehr kommen, es sei denn, daß man eine sehr große Anzahl Höhenmessungen ausführen wollte.

Im Juli 1902 lag ein umgewälzter Eisberg ziemlich nahe am Lande und am Gletscherende, so daß ich hier mit Leichtigkeit

---

<sup>1)</sup> E. v. Drygalski, Grönlandexpedition I, S. 392.

eine Bestimmung der Höhenunterschiede zwischen dem Eisberge und dem Gletscher ausführen konnte. Ich stellte zwei Punkte an dem Eisberge und zwei Punkte an dem Gletscher ein. Die eine Kombination gab einen Höhenunterschied von 1 *m*, indem der Eisbergpunkt so viel höher lag als der Punkt am Gletscher; eine andere Kombination ergab, daß der Eisbergpunkt 10·5 *m* niedriger lag als der Gletscherpunkt. Zwei andere Kombinationen lagen zwischen den zwei erwähnten. Außer diesem Eisberge waren noch drei andere umgewälzte Eisberge vorhanden; sie lagen jedoch so entfernt, daß ich mit meinem kleinen Universalinstrument nur schwer gute Zielpunkte erlangen konnte.

Im Sommer 1903 versuchte ich einige Male mittels eines Handniveaus zu ermitteln, ob zwischen einem Eisberge in ursprünglicher Stellung und dem Gletscher ein Höhenunterschied nachweisbar war. Ich konnte keinen solchen nachweisen — mindestens nicht, wenn ich nach Punkten an dem Gletscher zielte, wo ich vermuten konnte, daß der Eisberg losgerissen war. Zielte ich nach ganz beliebigen Punkten an dem Gletscherende, so fand ich gewöhnlich einen Höhenunterschied und in der Regel so, daß der Eisberg niedriger war als das Gletscherende. Nun muß man natürlich nicht allzu großes Gewicht auf Beobachtungen, ausgeführt mittels eines Handniveaus, legen, dazu ist dieses Instrument allzu ungenau. Beobachtungen auf diese Weise sind aber doch besser als eine bloße Schätzung.

Im Sommer 1904 unternahm ich von einer mit Stampfer ausgemessenen Basis ein trigonometrisches Nivellement zwischen einem Punkte eines Eisberges und einem Punkte des Gletscherendes, wo der Eisberg wahrscheinlich losgerissen war. Die Messungen ergaben, daß beide Punkte ganz dieselbe Höhe hatten, nämlich 88 *m*. Ein Punkt des Gletscherendes gegen die Mitte hatte dagegen eine Höhe von 99 *m*. Diesen absoluten Höhenzahlen muß man doch nicht allzu großen Wert beilegen; die Basispunkte wurden nämlich mit einem ungenauen Aneroid gemessen. Für die Hauptfrage haben die absoluten Zahlen keine Bedeutung; hier hat nur der Höhenunterschied zwischen Eisberg und Gletscher Interesse. Größere Bedeutung als diese in ihren Resultaten mehr oder minder unsicheren Messungen lege ich einer Beobachtung, die ich im August 1904 machte, zu.

Dann beobachtete ich einen langen weißen Streifen, der vom Ende des Gletschers einen Bogen machte und ein Stück von

mindestens 2 *km* Länge und  $\frac{3}{4}$  *km* Breite vom Gletscher abschnitt. Der Streifen war mehrere Meter breit und von niedergefallenen Spitzen und Zacken gebildet, wovon ich mich bei einem Teile mit dem Fernrohre überzeugen konnte. Solche teilweise ruinenartige Partien habe ich am Gletscher ab und zu gesehen — mit ihrer reinweißen Farbe geben sie ganz gute Anhaltspunkte für die Geschwindigkeitsmessungen in der sonst ganz grauweißen Masse ab; sie haben aber jedoch immer nur eine geringe Ausdehnung gehabt. In den zwei Tagen, da ich sie beobachtete, konnte ich keine Veränderungen wahrnehmen. Weitere Beobachtungen konnte ich nicht mehr machen, da ich nach der Küste zurückkehren mußte, um die Heimreise anzutreten. Sonst hätte man hier eine gute Gelegenheit, die weiteren Vorgänge näher zu verfolgen. Wahrscheinlich war der Streifen eine lange, durch Niederstürzungen erweiterte Spalte; das von dem Streifen um-



Fig. 3

grenzte Stück war also ein Eisberg, der noch dicht am Gletscherende lag. Zwischen dem umgrenzten Stück, nach meiner Meinung also ein Eisberg, und dem Gletscher konnte ich keine Höhenunterschiede nachweisen; das Gletscherende kann also nicht niedergedrückt liegen, vielmehr muß der Gletscher nach dem hydrostatischen Prinzip auf dem Fjorde schwimmen. Zu demselben Resultate kommt man auch, wenn man die oben erwähnten Messungen berücksichtigt. Diese Messungen gingen in die Richtung, daß die Eisberge in denselben Höhen oder noch niedriger lagen als das Gletscherende. Dies spricht auch dafür, daß der Gletscher nicht niedergedrückt ist, sondern auf dem Fjorde schwimmt. Wenn die niedrige Lage der Gletscher eine reelle ist, ist es vielleicht durch ein Abschmelzen zu erklären. Man muß nämlich erinnern, daß, seitdem der Eisberg abbrach, große Mengen des Gletscherendes niedergestürzt sind. Der Eisberg ist also bedeutend älter als das Gletscherende und folglich hat er viel mehr durch Abschmelzung verloren als der Gletscher.

Nach den vorliegenden Tatsachen finde ich keinen Grund anzunehmen, daß das Gletscherende niedergedrückt ist. Vielmehr deuten alle Beobachtungen darauf, daß der Gletscher nach dem hydrostatischen Prinzip auf dem Fjorde schwimmt. Der Auftrieb ersetzt also den festen Boden. Nach dieser Annahme kann die Kalbung nicht durch den Auftrieb, nicht durch Niederfallen bewerkstelligt werden, sondern muß von der Spannung, die dem Gletscher zufolge der Bewegung den Anlaß zur Bildung von Spalten geben, herrühren. (Siehe Fig. 3.)

Die umgewälzten Eisberge sind wenig dauerhafte Bildungen. Teils sind sie geneigt zu kentern — wenn der horizontale Querschnitt kleiner als der vertikale ist — teils sind sie so von lotrechten Spalten durchsetzt, daß sie leicht in kleinere Stücke zerfallen. Deswegen sind sie auch sehr selten; weitaus die größte Masse von Eisbergen wird durch Abbrechungen gebildet. Teils durch Abschmelzen unter Wasser, teils durch Spannungen — hervorgerufen durch die Bewegung — brechen größere oder kleinere Partien ab. Das Gletscherende hat niemals vorwärts geneigte Wände wie an den kleineren Gletschern. Entweder ist es nahezu lotrecht oder es ist ein wenig rückwärts geneigt. Einige Male habe ich bemerkt, daß kleinere niedergestürzte Partien nicht völlig niederstürzten, sondern auf halbem Wege oder sonst stehen blieben. Ich bin geneigt anzunehmen, daß die am Gletscherende dicht gepackten Eistrümmer sie tragen. Vielleicht beruht es auch darauf, daß die untersten Partien vom Wasser stark zernagt sind.

---