

AXEL HAMBERG

DIE TEMPERATURVERHAELTNISSE
DER BODENSCHICHTEN DER
GLETSCHER UND INLANDEISE

Extrait des **COMPTES-RENDUS**
XIV^e Congrès Géologique International, 1926



MADRID
GRÁFICAS REUNIDAS, S. A.
Calle del Barquillo, 8
1929

AXEL HAMBERG

Prof. emeritus der Universität, Uppsala.

DIE TEMPERATURVERHAELTNISSE DER BODENSCHICHTEN DER GLETSCHER UND INLANDEISE

Die zwei Phasen Wasser und Eis befinden sich nur bei bestimmten Verhältnissen zwischen Druck und Temperatur mit einander im Gleichgewicht. Für das Gebiet 0° — -5° ist nach Bestimmungen von Tammann die Schmelzkurve des Eises eine gerade Linie, die von den Formeln

$$p = - 9,123 t \quad \text{und} \quad t = - 0,008 p.$$

ausgedrückt wird, wobei p der Ueberdruck (über eine Atmosphäre) in kg/cm^2 und t die Temperatur in Celsiusgraden darstellt. Diese Gleichungen besagen also z. B., dass bei einer Erhöhung des Druckes um ein Kilogramm (etwa eine Atmosphäre) die Temperatur an der Kontaktfläche zwischen Eis und Wasser automatisch um $0^{\circ},008$ sinkt, indem der nötige Wärmeverbrauch durch Schmelzen von Eis hervorgebracht wird. Umgekehrt wird beim Senken des Druckes die Temperatur durch Frieren von Wasser erhöht.

Am Boden einer mächtigen stillstehenden Eismasse muss ein Druck bestehen, der dem Gewicht des überlagernden Eises entspricht. Wenn die Eismasse eine Dicke von 100 m hat, muss am Boden derselben ein Druck von $9 \text{ kg}/\text{cm}^2$, den Atmosphärendruck ungerechnet, und wenn Wasser anwesend ist, eine Temperatur von $- 0^{\circ},07$ herrschen. Häufig sind die Gletscher viel dicker und die Mächtigkeit der eiszeitlichen Inlandeise muss an manchen Orten 1.000 m oder mehr betragen haben. Dies dürfte z. B. während des Maximums der Vereisung in der Gegend von Stockholm der Fall gewesen sein. Wenn die Dicke des Eises 1.000 m war, muss die mittlere Temperatur der Bodenschichten etwa $- 0^{\circ},7$ gewesen sein, insofern Wasser anwesend war.



Fig. 1.

Profil in der Schrammrichtung über der Insel Viggskäpp im Stockholmer Archipel. Nach K. E. Sahlström l. c.

Einwirkung einer gleichmässigen Bewegung auf die Temperatur der Bodenschichten.

Für eine gleichmässige Ausbildung der Bodentemperatur muss man ein unbewegliches Eis voraussetzen. Bekanntlich aber bewegen sich sowohl Gletscher als Inlandeise und ihre Betten sind ausserdem eben verhältnismässig selten. In dem Archipelag von Stockholm sind vom Staatsgeologen K. E. Sahlström einige genaue Profile durch die glaziale Skulptur in der Bewegungsrichtung des Eises aufgenommen worden (1). Die herrschenden Gesteine sind Granit und Gneis. Fig. 1 zeigt ein typisches Profil durch eine solche granitische Rundhöckerlandschaft. Wie aus dem Masstab hervorgeht, betragen die Höhenunterschiede zwischen einer Luv- und einer Leeseite etwa 3-4 m. Da die Luvseiten stets geschliffen und geschrammt, die Leeseiten dagegen rau und fast stets vollkommen ungeschrammt sind, darf man daraus wohl schliessen, dass das Inlandeis hauptsächlich auf den Luvseiten geruht und die Leeseiten entweder gar nicht oder wenigstens ganz leise berührt hat. Da die Luvseiten nur etwa die Hälfte der ganzen Area des Terrains ausmachen muss die ganze Last der überlagernden Eismassen auf dieser Hälfte gedrückt haben.

In dem fraglichen Beispiel aus der Gegend von Stockholm muss deshalb an den Luvseiten im Mittel eine Schmelzpunktserniedrigung nicht von $0^{\circ},7$, sondern von $1^{\circ},4$ stattgefunden haben, während an den Leeseiten, wo das Eis gar nicht oder wenigstens nur unbedeutend auf den Felsen gedrückt hat, keine oder nur eine ganz geringe Schmelzpunktserniedrigung stattfand.

In den Felsen (vergl. Fig. 2) selbst muss diese *statische* Temperaturerniedrigung etwa konstant gewesen, sein indem an den Luvseiten eine ziemlich

(1) «Glacial skulptur i Stockholms yttre skärgård.» *Sve- riges Geologiska Undersöknings årsbok* 7 (1913) N° 5. Stockholm, 1914.

konstante niedrige Temperatur und an den Leeseiten eine einigermaßen konstante höhere Temperatur durch den statischen Druck der Eismassen erhalten wurde. Im Eise dagegen muss infolge der Bewegung die Temperatur *periodisch gewechselt* haben, indem das Eis, das sich auf einer Luvseite befand und eine niedrige Temperatur hatte, eine höhere Temperatur bekam, wenn es an der Leeseite anlangte.

Ausser dem statischen Druck, der diese statische Temperaturschwankung in den untersten Teilen des Eises herbeiführte, muss ein *dynamischer* Druck vorgekommen sein, der an den Luvseiten der Rundhöcker auftrat und je nach der Neigung dieser Seiten verschieden gross war. Diese Verhältnisse haben ihre volle Analogie in den Verhältnissen in einem tiefen Fluss, an dessen Boden sowohl ein statischer von der Was-

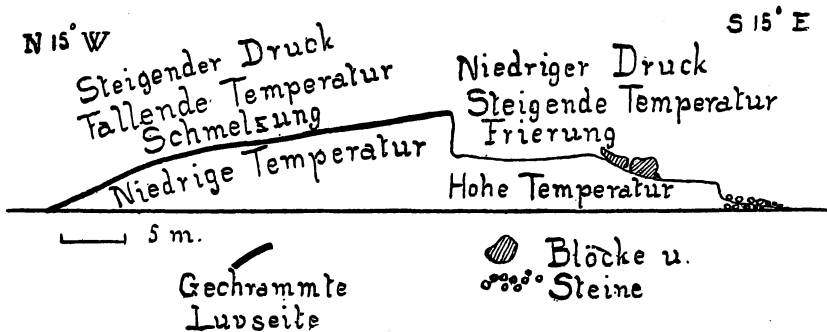


Fig. 2.

Die von einer gleichmässigen Bewegung bewirkten Druck- und Temperaturverhältnisse auf einen im Stockholmer Archipel tatsächlich beobachteten Rundhöcker appliziert.

sertiefe abhängender Druck als auch an aufragenden Steinen ein von der Bewegung des Wassers verursachter dynamischer Druck vorkommt, der bei hinreichender Geschwindigkeit die Steine in Bewegung setzen kann.

Obgleich eine Analogie vorliegt, ist der dynamische Druck am Boden eines Eisstromes von anderen physikalischen Faktoren bedingt als im Falle eines Wasserstromes. Letzterer hat, wenn er Steine auf seinem Boden in Bewegung setzt, eine Geschwindigkeit von der Grössenordnung 1 m per Sek., während die Gletscher sich sehr langsam bewegen. Die grössten Geschwindigkeiten bei Eisströmen sind an den kräftigsten, Eisberge erzeugenden, Ausläufern des grönländischen Inlandeises beobachtet worden. Diese Eisströme zeigen Geschwindigkeiten von 10 m und mehr in 24 Stunden, während kleine Gletscher Geschwindigkeiten von 5 cm und weniger in derselben Zeit aufweisen. In m per Sek geben diese Geschwindigkeiten folgende Zahlen: 0,00001 bezw. 0,00000006.

Die Geschwindigkeit des Wassers in einem gewöhnlichen Fluss ist deshalb etwa eine Million mal grösser als diejenige des Eises in einem Gletscher. Andererseits ist die innere Reibung im Eise viel grösser als im Wasser und zwar auch sehr schwankend, indem sie im Anfang einer Bewegung viel grösser ist als im Verlaufe derselben. Die Angaben des Reibungswiderstandes in c. g. s. Einheiten ausgedrückt (1), schwanken zwischen $292 \cdot 10^{12}$ und $3,3 \cdot 10^{10}$, während derselbe Koeffizient für Wasser bei 0° nur etwa 0,0178 ist, also etwa 1.000 Billionen mal kleiner. Es ist hieraus leicht einzusehen, dass der dynamische Druck des Wassers auf Steine an der Flusssohle hauptsächlich von der lebendigen Kraft des Wassers herkommt und folglich dem Quadrate der Geschwindigkeit proportionell ist, dass dagegen der dynamische Druck des sich bewe-

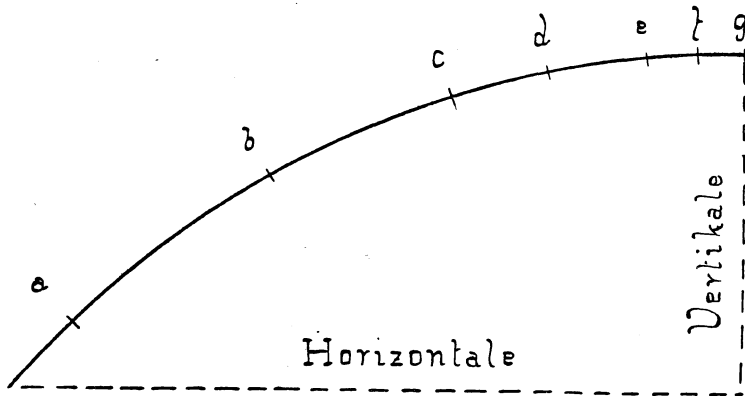


Fig. 3.

genden Eises auf der Luvseite eines Rundhöckers ausschliesslich von der inneren Reibung des Eises herkommt, die wohl nur dem ersten Potenz der Geschwindigkeit ^aproportionell ist.

Der Betrag des fraglichen dynamischen Druckes am Boden eines Inlandeises oder Gletschers lässt sich in Ziffern nicht angeben, da die Angaben für die innere Reibung des Eises so stark schwanken und ausserdem die Geschwindigkeiten am Boden ziemlich unbekannt sind.

Ausser der Geschwindigkeit des Eises muss die Neigung der Oberfläche des Felsens gegen die Bewegungsrichtung für die Grösse dieses dynamischen Druckes entscheidend sein. Da man wohl annehmen darf, dass dieser Druck in grober Approximation den Sinus des Winkels zwischen der Felsenoberfläche und der Bewegungsrichtung proportionell ist, darf man schätzen, dass wenn der Druck auf eine senkrechte

(1) NACH LANDOLT-BÖRNSTEIN, *Physikalisch-chemische Tabellen*, 4. Aufl. 1912, S. 69.

Ebene P ist, die Drücke bei folgenden Neigungswinkeln wie nachstehend sind.

45°.....	0,7 P.	12°.....	0,2 P.
30°.....	0,5 P.	6°.....	0,1 P.
18°.....	0,3 P.	3°.....	0,05 P.

An einer Luvseite, die wie die Fig. 3 gewölbt ist, würden an den Punkten a, b, c, d, e, f , die nach einander von denselben Eispartikeln getroffen würden, die dynamischen Drücke in dem Verhältnis 7 : 5 : 3 : 2 : 1 : 0,5 abnehmen und an der horizontalen Fläche g Null werden. Die Schmelzpunktserniedrigung, die von dem dynamischen Druck in a erzeugt wird, vermindert sich also allmählich in der Bewegungsrichtung nach g und würde, wenn nicht andere Umstände entgegenarbeiteten, an den Grenzschichten zwischen Eis und Felsen Erstarrungsprozesse hervorrufen.

Einwirkung der ungleichmässigen Bewegung.

Die Bewegung der Gletscher wird im allgemeinen als sehr regelmässig betrachtet. Am häufigsten ist sie so klein, dass man nicht ohne besonders genaue Messinstrumente schon nach wenigen Tagen genaue Resultate erhält, gewöhnlich hat man die zu untersuchenden Gletscher nur einmal im Sommer besucht und die Messungsergebnisse umfassen deshalb meist ein ganzes Jahr oder mehrere Jahre. Dadurch hat man die mittlere jährliche Bewegung bekommen. Indessen hat man schon früh durch Beobachtungen zu Anfang und am Ende des Sommers einer Verschiedenheit in der sommerlichen und winterlichen Bewegung nachgespürt. Endlich liegen auch schon seit langem Messungen vor, die in kurzen Zeiträumen wiederholt wurden und durch welche die Frage nach der Regelmässigkeit der Gletscherbewegung beleuchtet wird.

Unter diesen will ich Messungen des dänischen Marineleutnants R. R. I. *Hammer* (1), im März und April 1880 an einem kräftigen Ausläufer des grossen grönländischen Binneneises bei Jakobshavn in Westgrönland besonders hervorheben. Die von ihm bestimmten Geschwindigkeiten, die sehr gross sind und Beträge von 10 m und mehr pro Tag erreichen, gelten für kurze Perioden, zwischen $\frac{1}{3}$ Tag und 20 Tagen, und sind sehr schwankend. Wegen der Grösse der Bewegung scheinen die Bestimmungen zuverlässig zu sein. *Blümke* und *Hess* (2), äussern sich in einer Abhandlung von 1905 ganz bestimmt für zeitliche Aenderungen in

(1) Undersøgelse ved Jakobshavns Isfjord og nærmeste omegn i Vinteren 1879-80. — *Meddelelser om Grønland*. Vol. IV. Kjöbenhavn, 1883.

(2) «Zeitliche Aenderungen in der Geschwindigkeit der Gletscherbewegung». — *Sitzb. d. mathem.-phys. Klasse d. Kgl. Bayer. Akad. d. Wissenschaften*. Bd 35, 1905.

der Geschwindigkeit des Hintereisferners, die sehr klein und von der Grössenordnung 5 cm pro Tag ist. Sie sprechen sogar von Bewegung in einzelnen Rücken. Man könnte vielleicht glauben, dass eine unregelmässige Bewegung auf kleinere Gletscher beschränkt sei, das scheint aber keineswegs der Fall zu sein, denn der oben erwähnte Ausläufer des grönländischen Bienneneises ist ein mächtiger Eisstrom von 6 km Breite und wahrscheinlich etwa 500 m Tiefe. Vieles deutet deshalb darauf hin, dass selbst die Bewegung der Inlandeise ungleichmässig oder rückweise vor sich geht.

Wenn aber die Bewegung nicht gleichmässig ist, so werden dadurch die oben besprochenen Schmelzpunktserniedrigungen beeinflusst. Bei geringerer Geschwindigkeit können die Eismassen auf den Luvseiten nicht so hoch gehoben werden; die Area, auf der das Eis ruht, wird grösser, der Druck- und Temperaturunterschied zwischen Luv- und Leeseiten wird geringer und würde ganz aufhören, wenn die Bewegung aufhörte. Bei dem Uebergang zwischen Bewegung und Stillstand muss selbstverständlich die Temperatur an den Luvseiten steigen, indem Wasser gefriert, und an den Leeseiten sinken, indem Eis schmilzt. In diesem Falle kann ein Festfrieren an der Luvseite vorkommen. Die ungleichmässige Bewegung hat auch eine Temperaturschwankung in der Unterlage selbst zur Folge, durch welche Gefrierprozesse in Felsenspalten gefördert werden.

Einfluss der Temperaturverhältnisse der untersten Eisschichten auf die Erosion der Unterlage.

Die glaziale Erosion wird sowohl von der statischen und dynamischen Schmelzpunktserniedrigung als von den Bewegungsschwankungen beeinflusst und gefördert.

Wenn die Eisbewegung an dem Steilabfall der Leeseiten der Rundhöcker Temperaturerhöhungen verursacht, so muss die glaziale Erosion durch das hier und da vorkommende Festfrieren des Eises an dem unterliegenden Felsen befördert werden, indem das Eis anhaftende Felspartien oder Blöcke mit sich reisst. Dieser Umstand dürfte wohl zu den wichtigsten Vorgängen bei der glazialen Erosion gehören, indem derselbe das «plucking» an den Leeseiten erklärt. Selbstverständlich können wenigstens schon losgesprengte Blöcke auch vermittle der enormen inneren Reibung des Eises mitgeführt werden.

Eine abnehmende Geschwindigkeit sowie abnehmender dynamischer Druck dürfte das verhältnismässig seltene Losreissen von Scherben und Blöcken an den Luvseiten der Rundhöcker verursachen können (1). Das

(1) K. E. SAHLSTRÖM: Loc. cit Seite 18 u. folg.

Frestfrieren dürfte aber in diesen Fällen nicht ausschliesslich Zug, sondern auch vermehrten Druck erzeugen können. Manche Rundhöcker haben nicht den steilen Abfall am Anfang der Leeseite, wie er in der Fig. 1 wiedergegeben ist, und sehr häufig enthält die Grenzlinie zwischen Luv- und Leeseiten nicht ^{die} ~~Kulminationspunkte~~, sondern letztere liegt ^{er} ganz und gar auf dem geschrammten Teil des Rundhöckers. In solchen Fällen — kann man sagen — ist nicht die ganze Luvseite gegen die Bewegungsrichtung des Eises geneigt, sondern ein Teil dieser Seite senkt sich in der Richtung der Bewegung. An einem solchen gewölbten Felsen dürfte das Festfrieren je nach der Neigung Druck oder Zug verursachen. T. C. Chamberlin (1) und K. G. Gilbert (2) haben an Rundhöckern verschiedene, offenbar von dem Inlandeise hervorgerufene, bogenförmige Sprünge («crescentic cracks»), halbmondförmige Vertiefungen («crescentic gauges») usw. beobachtet. Die von Gilbert gelieferten Erklärungen scheinen mir unwahrscheinlich. U. a. nimmt er an, dass die bogenförmigen Sprünge von einer durch eingelagerten Sand vermehrten Reibung herrühren; effektiver würde wohl ein stellenweises Festfrieren des Eises an dem Felsen sein. In der Landschaft Bohuslän in Schweden sind von Fil. lic. E. Ljungner (3) ähnliche und andere hierher gehörende Bildungen beobachtet und beschrieben worden.

Dass die Unterseite der Gletscher und Inlandeise stellenweise und zeitweilig an ihrer Unterlage festfrieren konnte, ist eine Idee, die meines Wissens früher in der glaziologischen Literatur nicht erörtert worden ist. Erst nachdem ich obenstehende Betrachtungen in ein paar Vorträgen entwickelt hatte, hat man meine Aufmerksamkeit darauf gelenkt, dass in der Geologie von A. Tornquist, I, Seite 470 von Festfrieren des Eises an der Leeseite von Erhebungen, wo eine Art Zugwirkung im Eise auftreten sollte, gesprochen wird. Sonst sprechen die glaziologischen Verfasser meist von Sprengwirkungen in Spalten der Unterlage, die durch Entlastung durch Spalten im Eise hervorgerufen worden seien. *Sprengwirkungen* in der Unterlage dürften aber vielmehr durch die *unregelmässige Bewegung* hervorgerufen werden, weil dabei die Temperaturverhältnisse sowohl im Eise als in dessen Unterlage sich ändern.

(1) *The rock-scorings of the great ice invasions.* — 7: th annual Rep. U. S. Geol. Survey. Washington, 1888.

(2) «Crescentic gauges on glaciated surfaces.» — *Bull. Geol. Soc. of America*, — New York, 1905.

(3) *Geologisk exkursion genom Bohuslän's granitkärgeård.* — Göteborg, 1923.

NOTA: Eine plötzliche Erkrankung des Verfassers während seiner Anwesenheit in Madrid verhinderte denselben diese Arbeit während der Tagung des Kongresses vorzulesen.