

MEDDELELSER OM GRØNLAND

UDGIVNE AF

KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND

Bd. 195 • Nr. 8

EISRANDSTUDIEN

AUSGEHEND VON SERMEQ,
SW-GRÖNLAND

VON

KARL GRIPP

MIT 7 FIGUREN UND 9 TAFELN

KØBENHAVN

C. A. REITZELS FORLAG

BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S

1975

Zusammenfassung

Beobachtungen am Sermeq und der Vergleich mit weiteren grönländischen und spitzbergischen Eiszungen ergaben:

I. Stauchmoränen, von der Stirn der Eiszunge erzeugt

a) Flachstauchung

1. auf Felsuntergrund vordringendes Eis rollt Tundra-Boden und Schutt auf
2. in Lockerboden bei geringer Tiefe vordringendes Eis preßt mit der Unterseite der aufgerichteten tiefsten Eislage steile, schmale Faltenbögen auf

b) Tiefstauchung

in Lockerboden mehrere 100 m tief eingesenkte Eiszungen pressen ihr Vorland weitreichend zu Dutzenden, eiswärts langsam ansteigender Faltenverwerfungen auf. Deren Köpfe können durch das Meer oder durch Schmelzwässer abgetragen oder übersandert werden.

(Kerb-Stauchmoränen von den Flanken zweier Eiszungen erzeugt, wie auf Møn, Rügen und vermutlich im Lønstrup Klint, wurden rezent nicht beobachtet)

II. Inglaciale Entwässerung

Die inglaciale Entwässerung dürfte von der Eisoberfläche bis hin zur Mündung den kürzesten Weg benutzen. In Zungenbecken werden die Tunnel somit nicht bis auf den Grund des Eises hinabreichen. Da Eislagen am Rand der Zungenbecken aufwärts fließen, steigen die Tunnel mit diesen empor. Die auf die Austrittsstelle ausgerichteten inglacialen Schmelzwässer behalten aber in einem neuen, tiefer gelegenen Tunnel ihre alte Lage bei.

III. Mündung inglacialer Tunnel

Auf geneigtem Felsgrund gehen inglaciale Tunnel in subglaciale über. Diese enden in von Luft durchströmten Gletschertoren.

Wässer inglacialer Tunnel, die bis an den Eisrand reichen, treten wie eine Karst-Quelle aus.

IV. Verbreitung der Oser

Schuttmassen, die am Rande von Zungenbecken innerhalb des aufwärts fließenden Eises in Tunneln abgelagert wurden, gelangen auf die Oberfläche des Eises. Dort werden sie zerspült und ausgebreitet. Dies erklärt das geringe Vorkommen von Osern im Bereich von eisbedecktem Lockerboden.

INHALTSVERZEICHNIS

1. Die Untersuchungen im Gelände	5
2. Die bisherigen Kenntnisse über Stauchmoränen	5
3. Ergänzungen zur Frage der Entstehung von Stauchmoränen	8
4. Die Alangordlia-Zunge des Sermeq	10
5. Die »Endmoräne« vor dem Hauptstrom des Sermeq	10
6. Der Kangilnguata sermia Abfluss des Inlandeises	11
7. Die Wege der Schmelzwässer im Eise	11
8. Gletschertor und Schmelzwasser-Quelle	15
9. Inglaciale Entwässerung und Oser	16
10. Natürliche Kleinst-Stauchfalten	17
Schrifttum	19

1. Die Untersuchungen im Gelände

Im Sommer 1930 besuchten Staatsgeologe SIGURD HANSEN und der Verfasser im Godthåb Distrikt Abflüsse des Inlandeises, um zu prüfen, ob auch hier so große Stauchmoränen gebildet würden, wie sie kurz vorher aus Spitzbergen bekannt geworden waren (GRIPP & TODTMANN, 1926; K. GRIPP, 1929). Die Mittel hierfür hatte dankenswerter Weise der Rask-Ørsted Fond zur Verfügung gestellt. Die Ergebnisse der Reise wurden infolge der politischen Ereignisse nicht veröffentlicht.

Der damalige Befund war, daß nur am Ujaragssuit-Abfluß des Inlandeises (Kangilinguata sermia) Stauchwälle vor der Sander-Wurzel angetroffen wurden (K. GRIPP, 1944). Der Sermeq*) (am 63°30' N.) und seine Abzweigung zur Alangordlia besaßen zwar große Sander, aber Stauchmoränen waren an ihren Fronten fast nicht zu bemerken.

2. Die bisherigen Kenntnisse über Stauchmoränen

Wenn man jedoch zusammenfaßt, was wir heute über die Entstehung von Stauchmoränen wissen oder vermuten dürfen, so wird wahrscheinlich, daß auch vor dem Sermeq Stauchmoränen-Komplexe vorhanden sind. Da Stauchmoränen im Felsgebiet nicht entstehen können, blieben sie unbekannt, solange nur Gebirgsvergletscherungen als Lehrbeispiele dienten. Für die Vereisung im Lockerboden-Bereich wies schon F. JOHNSTRUP (1875) auf Stauchung als Endmoränen-Bildner hin. C. GOTTSCHÉ (1897) erwähnte JOHNSTRUP's Anschauung, benutzte jedoch die Merkmale der Endmoränen im Felsgebiet (Ra-Moräne), um Eisrandlagen in Schleswig-Holstein zu verfolgen. Auch im Überblick über Danmarks Geologi von 1928 werden Stauchmoränen noch nicht erwähnt.

Bei Bereisungen in Spitzbergen 1925 und 1927 wurde an zahlreichen Gletscher-Enden beobachtet, daß vordringendes Eis Sander- und Meeres-Absätze vor sich zusammengeschoben hatte. Besonders die ehemalige Front des Usherbreen am Storfjorden zeigte auf, wie die Moränen-Bögen von Sjælland und Schleswig entstanden waren.

Die Befunde in Spitzbergen lehrten, daß die Stauchmoränen in Breite und innerer Struktur verschieden waren. E. TODTMANN (1932) hat versucht, dies auf mehrfachen Schub zurückzuführen. R. KÖSTER (1958, 1960), hat den inneren Bau von Stauchmoränen mit Erfolg durch Experi-

*) Vom Verfasser früher Sermilik 63° genannt.

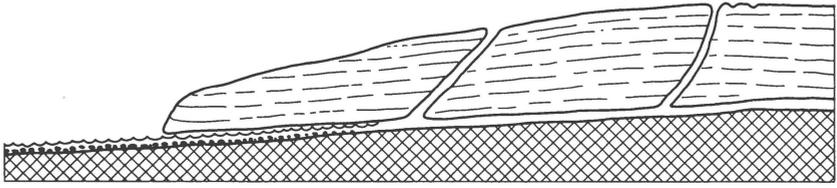


Fig. 1. Schema eines Gletschers auf Felsuntergrund. Der subglaciale Bach endet in einem Gletschertor. Er hat Unter- und Grundmoräne fortgetragen. Warme Aussenluft hat den Tunnel nach oben in die ungestörten Eislagen hinein erweitert.

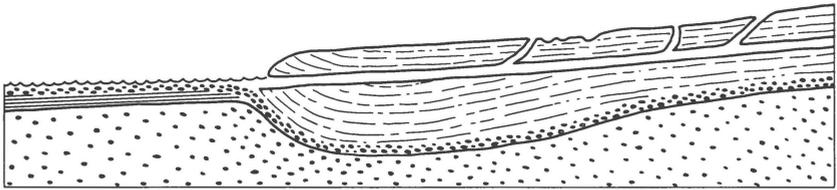


Fig. 2. Schema eines Gletschers mit Zungenbecken in Lockerboden. Eiszunge nahezu im Höchststadium. Inglaciale Entwässerung in Fortsetzung der Gefällskurve der subaerischen Schmelzwasserbäche.

mente klargelegt. Hierbei waren die Höhe der pressenden »Eisfront« und die vom vordringenden Eis zurückgelegte Strecke nahe zu gleichbleibend. In der Natur sind aber die Mächtigkeit des vorrückenden Eises und der bei dessen Vordringen zurückgelegte Weg sehr unterschiedlich gewesen.

Überlegungen hierzu ergeben:

Ein grundlegender Unterschied ist, ob das Eis Felsuntergrund oder Lockerboden aufliegt. Auf Fels frei endende Eislagen weisen in Höchstlage eine gerundete oder steile Stirn auf. Die Eisbänder liegen parallel zur Felsoberfläche (Fig. 1). Beim Vorrücken kann die Eisfront nur Tundra-Boden und dünne Lagen Gesteinsschutt aufrollen. Dies beobachtete schon A. PENCK in Norwegen. K. GRIPP (1929, Taf. 17, Abb. 3) bildete ein Gleiches aus Spitzbergen ab. Hohe und weitreichende Stauchmoränen aber entstanden nur dort, wo eine Eiszunge in Lockerboden in ein Zungenbecken eingelagert ruhte (Fig. 2). In diesem Falle sind die Eislagen der Randzone am Widerlager aufgerichtet (K. GRIPP, 1944). Beim Vorrücken des Eises preßt nunmehr dessen tiefste Lage mit ihrer Unterfläche auf das Vorland. War das Zungenbecken von geringer Tiefe, so wurde das Vorland entsprechend flach abgeschert und zusammengeschoben. Es entstanden außen zumeist steile, relativ schmale Stauchmoränen-Bügen (Fig. 3).

Drang aber Eis aus einem tiefen Zungenbecken vor (Fig. 4), so preßte unter Umständen eine mehrere 100 Meter hohe Eismasse auf das Vorland. Die darin entstehenden Scherflächen reichten hunderte von Metern weit

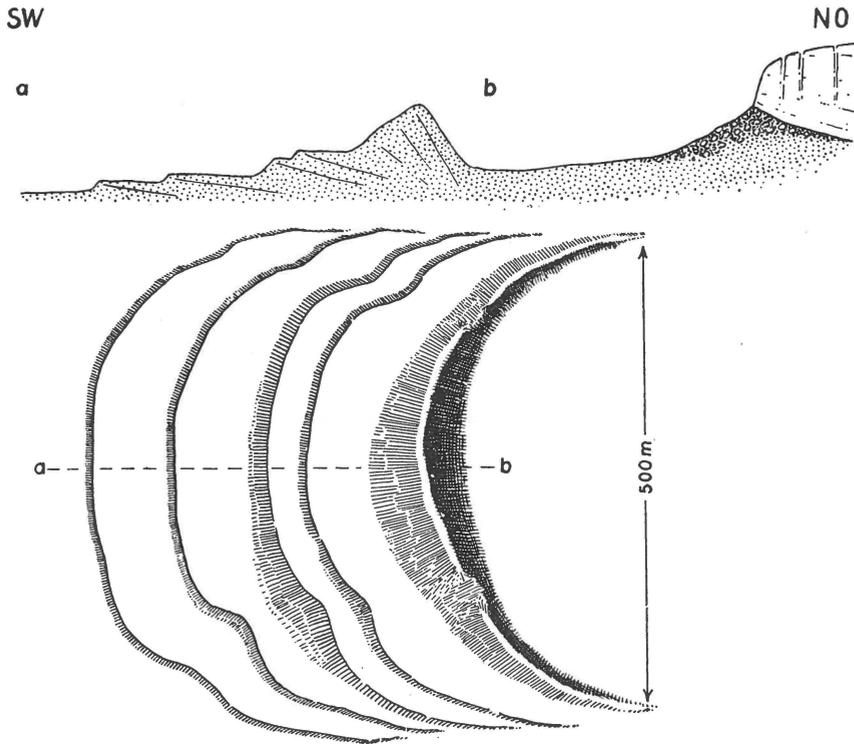


Fig. 3 A. Skizze von Grundriss und Querschnitt einer Stauchmoräne aus Lockerboden, der auf Felsgrund ruht. Svinafjell-jökull, Island. Aus E. TODTMANN, 1936 S. 80.

und ließen eine zum Eisrand hin langsam ansteigende Folge von Falten-Verwerfungen entstehen (Fig. 4 und K. GRIPP, 1929, Taf. 10, 11, Abb. 2). Hierbei war das Vorrücken des Eises gering, da dessen Bewegung weitgehend aufwärts gerichtet war. Beim Anschwellen des Eises wurden hier gewaltige Massen des Vorlandes wenig bewegt.

Hinsichtlich Stauchung im Bereich lockeren Untergrundes ergibt sich

1. vor dem Eis { Flach-Stauchung
 { Tief-Stauchung
2. unter dem Eis: keine Stauchung auf flachem Untergrund
(Beleg: Geschiebepflaster)
Stauchung aber beim Abtrag älterer eisbedingter
Auftragungen (R. KÖSTER, 1960)
3. zwischen zwei Eiszungen: Kerbstauchung

Es ist anzunehmen, daß beim Sermeq in einem früher tief ausgeschürften Tal vor einer mehrere hundert Meter tief reichenden Eisfront ein ebenso mächtiger Sander liegt. Dieser dürfte den Schwankungen des Eisdruckes entsprechend gestaucht sein.

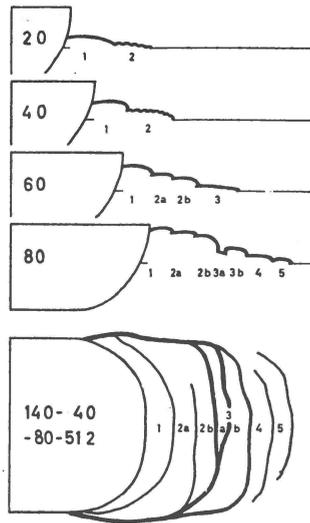


Fig. 3B. Profil und Aufsicht einer in Tonschlamm künstlich erzeugten Stauchmoräne.
 20 40 60 80 Vorschub in mm
 140 Breite des Modells in mm
 512 Dauer des Versuche in Minuten
 Aus R. KÖSTER, 1958 Abb. 26.

3. Ergänzungen zur Frage der Entstehung von Stauchmoränen

Wird ein Sander durch Eisdruck zur Stauchmoräne umgeformt, so ändert sich seine innere Struktur. Die im Sander eisauswärts gerichtete Schichtung erhält bei der Umformung zur Stauchmoräne ein weitgehend eiswärts gerichtetes Einfallen. Nur die Köpfe der Falten-Verwerfungen weisen auf Faltung hin (Taf. 8, Abb. 1).

Im unteren Teil der Schuppen fallen sowohl die ursprüngliche Schichtung wie auch die Scherflächen eiswärts ein.

Läßt der Eisdruck, der zur Entstehung einer Stauchmoräne geführt hat, nach, bleibt dabei aber der Eiszufluss konstant, so wachsen die Eiskante und der Sander gleichmässig empor. Die Mächtigkeit des Eises wie des Sanders nehmen zu, ohne daß Eispressung mitwirkt.*)

*) Neuere Untersuchungen ergaben, dass die Schmelzwässer nicht selten auf zweifache Weise Sander aufbauten. Supraglaziale, den Rand des Eises in zahlreichen kleinen Bächen querende Schmelzwässer bauen schmale und hohe Sander auf. Diese supraglazialen Wässer zerspülen den aus der Tiefe aufsteigenden basalen Gesteinschutt des Eises.

Die inglazialen Wässer aber treten gebündelt als Quelle oder durch ein Gletcher-tor aus. Diese verfrachten infolge ihrer hohen Fließ-Energie den Schutt weithin und bauen mit zahlreichen Verzweigungen breite »Flachsander« auf.

Die Austrittstellen der inglazialen Flüsse lagen und liegen häufig seitlich vor Einsetzen der Stauchmoräne oder des Hochsanders. Dies ist der Fall am Hald Sø unweit von Viborg, ferner beim Vejrhøj-Endmoränen-Bogen (W. Sjælland), der südlich bei Dragsholm entwässerte, bei der Schlei, wo sogar das Eis seitlich nach

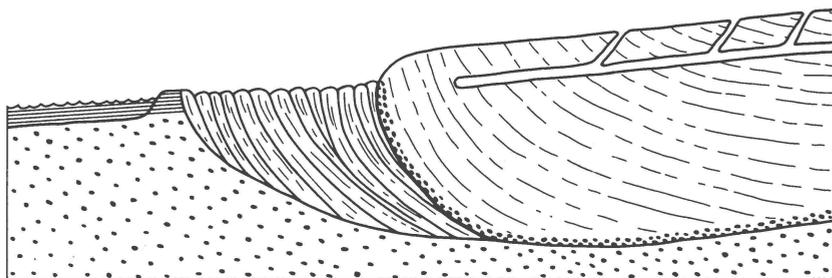


Fig. 4. Schema. Eine Eiszunge hat ein tiefes Zungenbecken in Lockerboden eingeschnitten und das Vorland zusammengeschoben. Die inglaciale Entwässerung umgeht die Stauchmoräne durch seitlich gelegenen Abfluss. Reste eines älteren und ein jüngerer Sander. Niedrig gelegene Teile einer Stauchmoräne werden von seitlich ablaufenden Schmelzwässern oben abgetragen und von Sander- (oder Meeres-) Ablagerungen überdeckt, vergl. Fig. 7.

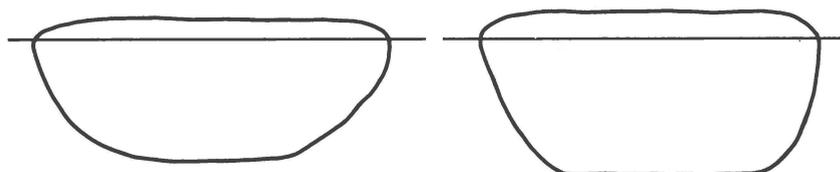


Fig. 5. Randnahe Querschnitte. Links Jakobshavn Gletscher 7,2 km breit, 750 m dick; rechts Rink Gletscher 4,8 km breit, 800 m dick. Nach A. BAUER, 1968.

Geschieht dies langsam, so erodieren die Schmelzwasser-Läufe die vorher entstandenen Stauchwälle. Der dem Eisrand parallele Fluß vor Sermeq und das verzweigte Netz von Schmelzwasserflüssen lassen vermuten, daß hier die Falten einer Stauchung abgetragen sind (Taf. 1, Abb. 2). Ein Gleiches geschah am Holmströmbreen in Spitzbergen (Taf. 7, Abb. 1 und GRIPP, 1929: Taf. 10 Abb. 2).

Da die Oberflächenformen landeinwärts vom Lønstrup Klint nichts von der im Kliff aufgeschlossenen Schuppung verraten, ist anzunehmen, daß auch hier die Köpfe der Faltenverwerfungen früh abgetragen wurden. Horizontal gelagerte Schmelzwasser- und Meeres-Sande überlagern unweit der Mårup Kirche die Schuppen (A. JESSEN, 1936).

Wächst der Sander empor, so können dessen Absätze Reste der Stauchfalten überdecken (Fig. 7, linke Seite). Weithin ist dann Sander vorhanden, wo vorher Belege der Stauchfaltung zu sehen waren. Es ist anzunehmen, daß durch verstärkten Eiszufluss auch die Stirn des Sermeq das Sander-Vorland gestaucht hat, daß aber die Spuren dieses Eisdruckes unter jungen Sander-Absätzen verborgen liegen. Einen Hinweis auf ein solches Vordringen lieferte der Seitenzweig des Sermeq.

Süden ausbrach, wie die Zungenbecken von Haddebyer und Selker Noor bezeugen, und vor der Duvenstedter Stauchmoräne unweit von Rendsburg, dort flossen die inglazialen Wasser nach Süden zur Eider bei Schirnau ab.

4. Die Alangordlia-Zunge des Sermeq

Spaltenfrei, also gut zugänglich, war der Alangordlia-Zweig des Sermeq. Vor der 1,2 km breiten, fast noch im Höchst-Stadium steil aufsteigenden Eisstirn lag ein aus Sand aufgebauter Sander (Taf. 4 und 5). Dieser wurde von einem Zufluß auf der distalen Seite der Eisfront aufgeschüttet. Ein Zusammenhang mit der dort endigenden Mittelmoräne ist anzunehmen. Zur Seite hin schloss sich zwischen Eis und Sander ein niedriger Sandwall mit Eiskern an; das übliche Bild der Behinderung der Eisschmelze durch darauffliegenden Schutt (Taf. 5 Abb. 2). Dieser von Sand bedeckte Eiswall wurde im Osten der Eisfront durch hochgepreßten Yoldia-Ton ersetzt. *Yoldia arctica* und *Macoma* wurden darin angetroffen. Örtlich lagen sandige, bis 12 m hohe Wälle vor dem Ton. Auf dem Eis lag neben kleineren Blöcken ein etwa 10 m hohes, nur schwach gerundetes Geschiebe, anscheinend Reste einer Seitenmoräne (Taf. 6 Abb. 1). Durch den Meereston und gehobene Anteile des Sanders war hier auf kurze Strecke Stauchung vor dem Eisrand belegt. Dies berechtigt, auch für die Hauptfront des Sermeq Stauchung zu vermuten.

5. Die »Endmoräne« vor dem Hauptstrom des Sermeq

Unser Bestreben war, zu erfahren, ob vor dem etwa 5 km breiten Sermeq eine Stauchmoräne ausgebildet war. Der Versuch, von See her dorthin zu gelangen, scheiterte. Es fand sich kein tragfähiger Landeplatz am Rande des Sanders. Dieser fiel flach unter den Meeresspiegel ein. Des letzteren Höhenlage wechselte entsprechend der Tide. Die mit Feinkorn-Sediment beladenen Schmelzwasser setzten ein weiches, nicht begehbares Sediment ab. Da bekannt war, daß sich ein Schiff bei fallendem Wasser in so feinkörnigen Sediment festsaugen könne, ankerten wir für die Nacht in 8 m tiefem Wasser. Der Sedimentfall vom Lande her war hier so stark, daß es am nächsten Morgen nicht gelang, den Anker zu hieven. Wir verloren ihn mit etwa 12 Faden an Kette.

Der Versuch, von der Alangordlia her den Eisrand zu erreichen, war gleichfalls vergebens. Auf der nördlichen Seite ist der Hauptstrom von Spalten durchsetzt, die bis an steile, eisgeschliffene Felswände heranreichten. Wir blieben daher auf das angewiesen, was wir aus einer Besteigung der Felswand am Nordrand des Sanders aus 345 m Höhe erkennen konnten (Taf. 1 Abb. 2). Eine Stauchmoräne fehlt. Statt dessen zieht auf Kilometer Länge ein ansehnlicher Schmelzwasserfluß dort entlang, wo Stauchwälle zu erwarten wären. Die Schmelzwässer entsprangen einer einzigen Stelle. Diese Mündung lag am Ende einer Mittelmoräne. Das Dach über dem inglacialen Fluß war auf über 100 m Länge eingebrochen, beziehungsweise fortgeschmolzen. Das Netz der Schmelzwasserflüsse in

Eisrandnähe zeigte, welcher geringe Wert Messungen von Schüttungsrichtungen beikommt.

Wie auf S. 9 ausgeführt, besagt das Fehlen von Anzeichen nicht, daß keine Stauchung stattgefunden hat.

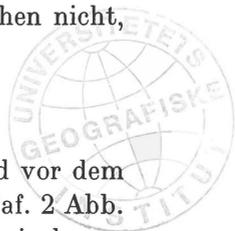
6. Der Kangilínguata sermia Abfluss des Inlandeises

Eine Stauchzone fanden wir im Innern des Godthåbsfjord vor dem Kangilínguata sermia-Ablauf des Inlandeises (Taf. 1 Abb. 1, Taf. 2 Abb. 2). Vom Felsbereich auf der Südseite des Sanders aus konnten wir dessen tonigen und nicht begehbaren Teil umgehen und auf dessen eisnahen sandigen Teil gelangen. Wie schon K. GRIPP 1944 berichtete, ist die Sander-Wurzel nicht nur zu mehreren, bis etwa 10 m hohen Wällen zusammengeschoben, sondern das Eis war auch von unten her durch den Sander aufgedrungen (Taf. 3). Offenbar hatte sich der Eisdruck verstärkt und steil stehende basale Eislagen, die von Sander-Absätzen überdeckt waren, waren nach oben ausgewichen. Es ist nicht anzunehmen, daß die Pressungs-Zone hier so schmal war wie der zwischen Eisstirn und dem schluffigen Sander eingezwängte schmale, gestauchte Bereich. Bei der Tiefe des Fjordes ist mit großer Mächtigkeit von Eis und vergelagertem Sander zu rechnen. Wenn die Eismasse – aufwärts gerichtet – verstärkt anschwellt, wird auch hier eine weit ausgreifende Stauchzone entstanden sein. Bei der Art des Gesteins wird sie im Innern kaum erkennbar sein. Die Köpfe der Stauchschuppen werden auch hier weitgehend von den an beiden Talflanken anfallenden Wässern abgetragen sein (Taf. 2 Abb. 2).

Diesen Abfluß des Inlandeises konnten wir auch aus 995 m Höhe betrachten. Taf. 1 Abb. 1 zeigt, wie sich um einen Nunatak herum Ströme des Inlandeises vereinigen und dann im Ablauf-Tal schnell an Höhe verlieren. Da der Eisstrom in einem tief hinab reichenden Bett fließt, kann seine Mächtigkeit im rechten Teil der Abbildung noch um 1000 m betragen. Die letzten Eisströme im Innern der norwegischen Fjorde dürften ein ähnliches Bild geboten haben. Der Vergleich paßt auch für die von periglacialen Kräften stark beanspruchten Talwände oberhalb des Eisstroms.

7. Die Wege der Schmelzwässer im Eise

Bei Eiszungen auf geneigtem Felsuntergrund gelangen die Schmelzwässer auf Spalten und in Tunneln allmählich bis auf den Untergrund. Bei im Meer kalbenden Eiszungen können diese Wässer nur bis auf den Spiegel des Salzwassers abwärts gelangen. Bei Eiszungen, die in Zungenbecken lagern, ist zu erwarten, daß absinkende Schmelzwässer an der Grenze zu stehendem Wasser, wenn solches und die entsprechenden Hohlräume überhaupt vorhanden sind, ihre Untergrenze finden. Mit an-



deren Worten, es ist anzunehmen, daß die versickernden Schmelzwässer den kürzesten Weg zum Austritt in das Freie suchen und finden. Zeitweise geringes Übergreifen in den Zustand kommunizierender Röhren ist vorübergehend möglich. Bei dem geringen Gefälle der Oberfläche des Eises im Flachland und bei Zungenbecken in Meeresnähe ist der hydrostatische Überdruck so gering, daß für den Verlauf inglazialer Kanäle wesentliche Abweichungen vom geringst möglichen Gefälle nicht infrage kommen.

Keineswegs ist zu erwarten, daß fließendes Wasser in Zungenbecken bis auf den Grund des Eises gelangen, wie ich solches noch 1964 (S. 191) annahm. Es wird sich vielmehr das Niveau des dem »Grundwasser« aufliegenden Schmelzwasser-Flusses in die Tunnel des Eises fortsetzen, in voller Analogie zu den unterirdischen Flüssen in Karst-Gebieten.

Von Bedeutung ist der Umstand, daß das in Tunneln abfließende Wasser in der Randzone der Zungenbecken nicht in Richtung der Gleitflächen des Eises fließt, sondern die dort aufgerichteten Eislagen durchqueren muß. Dies bedingt, daß der Tunnel langsam aufwärts verlagert wird.

Beim Sermeq konnten wir in dieser Hinsicht beobachten:

1. Steiles Einfallen der randlichen Eisbänder.
2. Von der Austrittsstelle an eiswärts fehlte das Dach des Tunnels auf schätzungsweise 200 m Länge. Der Tunnel war also durch das Eis so hoch gehoben, daß seine Decke weggeschmolzen war.
3. Lage und Länge des Tunnels bezeugen, daß der Fluß nicht aus der Tiefe aufstieg, sondern mit schwachem Gefälle im Eise floß.

Den hier erkennbaren Höhenunterschied zwischen älterem und derzeitigem Austritts-Tunnel der Eiwässer fanden wir auch an der Front des zur Alangordlia hin abzweigenden Teiles des Sermeq. Am Fuß der hoch ragenden Eisfront sprudelten an mehreren Stellen Wässer hervor. Ältere, inglaciäre Wasserläufe wurden durch zwei Wallberge (Oser) bezeugt (Taf. 6, Abb. 2). Dieser Wallberg lag höher als der benachbarte, jetzt aktive Wasser-Austritt. Weiterhin fand sich neben einem Sprudel noch ein Rest eines Osers. Dessen Aufbau war

Sand
Kies mit Geröll
Sand.

Die damit ausgefüllte Röhre fiel schräg in die Eisfront ein. Grundsätzlich wichtig ist, daß auch hier, wie an der Front des Haupt-Gletschers, die ältere Austrittsstelle der Wässer höher lag als die aktive. Hierauf aufmerksam geworden, ergab sich, daß dies anscheinend allgemein der Fall ist. So war der große Tunnel im Holmströmbreen auf Spitzbergen

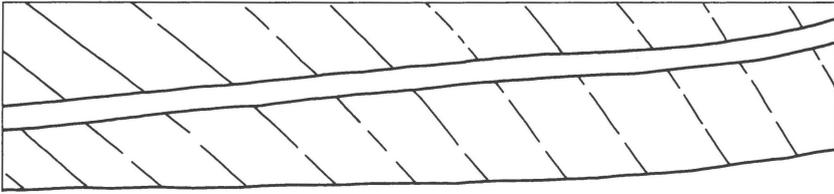


Fig. 6A. Inglacialer Tunnel quert am Gletscherende die an einem Widerlager aufwärts gerichteten Lagen des Eises.

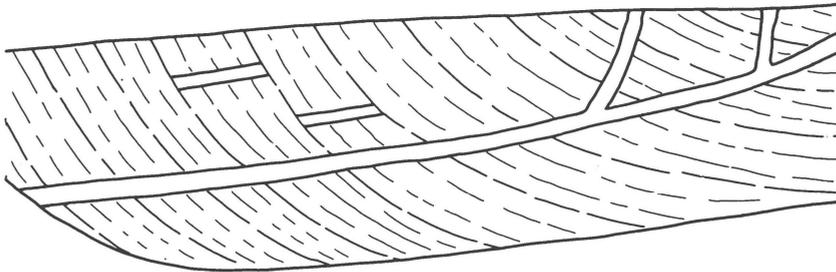


Fig. 6B. Durch die Aufwärtsbewegung des Eises wandern Tunnel-Abschnitte nach oben.

verlassen zugunsten eines tiefer gelegenen (Taf. 7 Abb. 2; K. GRIPP, 1929, Taf. 15 Abb. 3).

Weitere verlassene Tunnel oberhalb von wasserdurchflossenen wurden beobachtet in West-Spitzbergen an der Grenze von Eidem- und Venernbreen (K. GRIPP, 1929, Taf. 23 Abb. 3). Mehrere Tunnel übereinander wurden von Werenskioldbreen in Süd-Spitzbergen durch A. KOSIBA (1960), ST. BARANOWSKI (1968) und J. CZERWINSKI (1968) eingehend beschrieben.

Bei den angeführten Fällen handelt es sich nicht um Tunnel in flach lagerndem Gletschereis, sondern sie liegen alle im Bereich aufgerichteter Eislagen. Deren Aufrichtung erfolgte zum Teil an der Stirn der Eiszunge, wenn diese gegen eine Endmoräne oder gegen einen hohen Sander grenzt; denn das Fließen des Eises bedingt, daß auch die tiefste Eislage an der Luft abschmilzt (K. GRIPP, 1944). Zum anderen sind die Eislagen an der oder den Seiten einer Mittelmoräne steil gestellt. Das zunächst durch die Talflanken bedingte Aufsteigen der tiefsten Eislagen hält an der Mittelmoräne an. Da hier das Eis langsamer fließt als in der Mitte des Eisstromes, taut es stärker ab. Dies bedingt ein Aufsteigen der randlichen Eislagen. Tunnel werden im Bereich von Mittelmoränen nicht selten angetroffen. Sie liegen parallel zu den aufgerichteten Eislagen, wo hingegen die Tunnel an der Eisstirn diese queren (Fig. 6).

Das Eis steigt also an Stirn- und Mittelmoränen aufwärts und mit ihm die dadurch trockenfallenden Tunnel. Würden die Wässer diese

weiter benutzen, müßten sie nicht nur erneut emporsteigen, sondern auch einen längeren Weg zurücklegen. Die Lage des Wasserlaufs dürfte annähernd konstant bleiben, bedingt durch die konstante Lage der Austrittsstelle.

Da auch EMBLETON & KING (1971, S. 283) von offenen steilwandigen Tälern berichten, die auf der Oberfläche des Eises Schmelzwässer ableiten, kann nicht bezweifelt werden, daß das Gefälle der inglacialen Schmelzwasser-Tunnel dasjenige der subaerischen Schmelzwasserflüsse fortsetzt.

Es ist noch unbekannt, wie und wann der ältere Tunnel durch den jüngeren ersetzt wird, ob nach der Winterruhe oder als Folge von Bewegungen im Eis.

Die von J. CZERWINSKI (1968, S. 331) vertretenen Anschauungen, daß ein solches Entwässerungssystem »is only possible during prolonged stagnation of the glacier« und weiter »by reason of a lowering of the erosional base an englacial tunnel of this type is dissected and a new one develops lower down« treffen nicht allgemein zu. Gemäß den vorliegenden Beobachtungen ist die Höhenlage des Wasseraustritts der Fixpunkt der inglacialen Entwässerung.

Teilweise inglacialle Entwässerung der Gletscher ist an sich selbstverständlich. Inglacialle Entwässerung durch kommunizierende Röhren in dem Bereich unterhalb der tiefst möglichen Gefällskurve fließenden Wassers erscheint nicht möglich. Dies meinte vermutlich E. TODTMANN, als sie 1936 (S. 85) schrieb: »Flüsse, die mit natürlichem Gefälle aus dem Eise herauskommen, müssen einen inglacialen Lauf innegehalten haben.« USSING war irreführt worden durch RUSSELS Beobachtung 5 m hoch aufsteigenden Wassers. Solches geschieht nach unseren Beobachtungen in Spitzbergen nur vorübergehend, wenn der Wasserzufluss (Regen, Schneeschmelze) den mittleren Anfall überschreitet*). Für die Dauer wird das geringstmögliche Gefälle den Weg des tiefsten inglacialen Wasserlaufs bedingen.

Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. KOZARSKI (Poznan) sprudelten am Rande des Vatnajökull Schmelzwässer vereinzelt während der ganzen Beobachtungszeit nach Art von Fontänen empor. Da dort die Eisbasis dem Felsuntergrund nahezu aufliegt, erscheint möglich, dass ein Felsriegel einen subglacialen Wasserlauf aufsteigen liess.

*) Bei den in tiefen Zungenbecken gelegenen Gletschern ist mit dicht unter der Oberfläche des Eises gelegenen inglacialen Wasserläufen zu rechnen. Wenn der Wasserzufluss für deren Fassungsvermögen zu gross wurde, wird das Wasser in den nahe dem Eisrand gelegenen Bachschwinden aufgestiegen sein. Bei hinreichend grossem Wasserandrang werden sich vorübergehend Seen um eine solche Bachschwinde mit umgekehrter Fliessrichtung des Wassers gebildet haben. Solche wurden auf dem Holmströmbreen Spitzbergen angetroffen in Gestalt flacher Wannen mit einem zentralen kleinen See in der Bachschwinde (GRIPP, 1929 Taf. 13 Abb. 3). Für die Deutung als Hochwasser-Becken spricht, dass um sie herum die geneigte Oberfläche des Eises bis zu einer bestimmten Höhe frei von Schutt gespült war.

Das Inlandeis im Flachland glitt nicht auf geneigtem Hang abwärts, sondern floss durch den Schub des vom Akkumulations-Gebiet nachdrängenden Eises. Dessen Mächtigkeit im Flachland wird wenige Hundert Meter nicht überschritten haben. Dies Eis lag auf leicht formbarem Untergrund. Deswegen wird es nur selten von Spalten durchzogen gewesen sein. Daher geschah der Ablauf der Wässer vermutlich zunächst weitgehend auf dem Eise. Erst nahe von dessem Rand werden die Wässer den Weg in das Eis gefunden haben. Ob sie in- oder subglacial weiter flossen, hing davon ab, wie hoch die Gefällskurve fließenden Wassers über dem Untergrund des Eises lag.

Ein heutiges Netz von Tunneltälern belegt nicht ein weit reichendes subglaziales Entwässerungs-System. Tunneltäler dürften abschnittsweise, also nacheinander, an die jeweilige Eisrandlage gebunden, entstanden sein.

8. Gletschertor und Schmelzwasser-Quelle

Bislang wurde jede Mündung eines Gletscherflusses als Gletschertor bezeichnet. Es erscheint aber angebracht, den Austritt eines subglacialen, auf Fels hangabwärts laufenden Bachs zu unterscheiden von der Mündung eines hoch im Eise in einem Tunnel fließenden inglacialen Wasserlaufes.

Die Unterschiede sind

Gletschertor

Schmelzwasser-Quelle

Wasserlauf

subglacial auf Fels,
über dem Wasser: Hohlraum
mit Luft-Kreislauf

inglacial

ohne Luft-Kreislauf

Schutführung des Baches

von Unter- und Grundmoräne
sowie freiliegendem Fels
stammend

gering, da Unter- und
Grundmoräne sowie Schutt
aus aufsteigenden Scher-
flächen nur am äußersten
Rand des Eises angeschnitten
werden

bei verstärkter Wasserzufuhr

ist hinreichend Platz in Tunnel
und Gletschertor

werden höhere Stockwerke
des Tunnelsystems benutzt.
In der Randzone treten
Fontänen vorübergehend aus
Tunnelöffnungen und
Spalten aus.

Über die Unterschiede bei der Ablagerung des durch obige Vorgänge verfrachteten Moränen-Schutts soll im nächsten Abschnitt berichtet werden. Die Bezeichnung Gletschertor ist genetisch zutreffend, da Wasser aus- und Luft eintritt (Taf. 8 Abb. 2). Für die Mündung des nur inglacialen Entwässerungssystems ist der Vergleich mit Karst-Erscheinungen angebracht. Somit kommt als genetische Bezeichnung inbetracht Eiskarst-Quelle oder Schmelzwasser-Quelle. Der Schmelzwasserbach schließt an. (K. GRIPP, 1952).

9. Inglaciale Entwässerung und Oser

Als die große Zahl und die weite Erstreckung der Wallberge oder Oser in Schweden und Finland bekannt geworden waren, wurden solche auch aus dem Lockerboden-Bereich Dänemarks und Norddeutschlands beschrieben. Nachdem aber erkannt war, daß die anfangs breiten Loben des Eisrandes von zunehmend schmalere Eiszungen abgelöst wurden, mußten zahlreiche sogenannte Os-Teilstücke zu den Seitenmoränen kleiner Eiszungen gerechnet werden. Wo das Eis auf festem Untergrund lagerte, wie z.B. in Ost-Sjælland, konnten Oser entstehen. Im Lockerboden-Bereich sind sie spärlich vertreten, wenn überhaupt durch Anfüllen von inglacialen Tunneln entstandene Oser vorkommen. Der so auffallende Unterschied in der Verbreitung von Osern hängt offenbar mit dem Unterschied zwischen subglacialer und inglacialer Entwässerung zusammen.

Wenn ein subglacialer, über festem Gestein ablaufender Schmelzwasserfluß zunehmend mit Schutt angefüllt wird, so findet das Wasser unter den flachliegenden Eislagen nebenan einen neuen Weg. Bei weiterer Rückverlagerung des Eisrandes wird auch dieser mit Moränen-Schutt angefüllt und nach Schwund des Eises zu einem dem Fels aufgelagerten Os-Rücken. Der Rückverlagerung des Eisrandes entsprechend verlängern sich diese Rücken. Wo sie Dutzende von Kilometern an Länge erreichen, wird der proximale Tunnel-Abschnitt noch nicht vorhanden gewesen sein, als der distale schon zum Wallberg geworden war.

Ganz anders ist das Schicksal des Schutthinhalts der inglacialen Schmelzwasserläufe. Insbesondere beim Inlandeis durchflossen sie reines Eis. Auch in der Randzone eines Zungenbeckens mit aufgerichteten Eislagen konnte zunächst kein Moränenschutt von den Wässern erfaßt werden. Erst dort, wo aufgerichtete Scherflächen Schutt führten (SIG. HANSEN, 1932), und schließlich am Eisrand selber, konnte aus der Untermoräne Schutt aufgenommen werden (Fig. 7). Für gewöhnlich wird dieser in den Sander hinausgerollt worden sein, insbesondere bei zeitweise aufgetretener Fließbeschleunigung. Wenn aber das randlich aus der Tiefe des Zungenbeckens aufsteigende Eis den Tunnel langsam hob, nahm

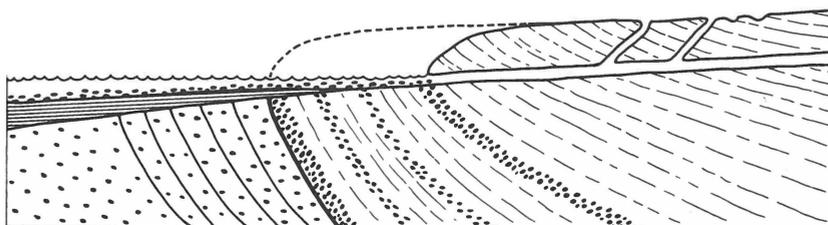


Fig. 7. Schema der Mündung eines inglacialen Baches, dessen Dach nach Aufwärtswandern des Tunnels weggeschmolzen ist. Toteis soweit wie Schuttbänder im Eis auftreten. Stauchfalten von Schmelzwässern abgetragen.

dieser den Moränenschutt mit empor. Früher oder später taute der Schutt aus dem Eise aus. Aber es entstand nur vorübergehend ein Os-Rücken, da der Schutt zerspült und hangabwärts verfrachtet wurde.

Es ergibt sich: Die inglacialer Entwässerung der Zungenbecken geschah nur oberhalb des Niveaus der Schmelzwasserquelle, also in reinem Eis. In der äußersten Randzone in einem Tunnel eingefangener Moränenschutt wurde vom aufsteigenden Eis gehoben und später auf der Oberfläche des Eises verteilt. Bei einer bis an den Eisrand inglacialer Entwässerung des in den Lockerboden eingesenkten randlichen Inlandeises konnten daher für gewöhnlich keine Oser entstehen.

10. Natürliche Kleinst-Stauchfalten

Es ist verständlich, dass aus tiefem Zungenbecken vordringendes Eis grosse Komplexe von Stauchfalten zusammenschieben kann. Schwer vorstellbar ist, dass der ausgedünnte Rand des Inlandeises nach verstärkter Eiszufuhr das Vorland in geringer Tiefe abscheren und Stauchwälle von erheblicher Höhe zusammenschieben kann. Als Hinweis, dass eine Eislage zehnmal dickere Stauchwälle erzeugen kann, sei von der natürlichen Entstehung von Kleinst-Stauchungen berichtet.

Es ist bekannt, daß der Wind Eisdecken gegen das Ufer drückt und dadurch Wälle aus Strandsand und Geröll aufbaut. Im Kleinst-Format entstanden Stauchwälle auf dem einen km breiten Hochstrand vor Amrum (Nord-Friesland). Am Morgen des 19. März 1962 war auf dieser, Kniepsand genannten Sandebene eine über 100 m lange Wasserlache von geringer Tiefe (bis 10 cm) von einer kaum 1 cm dicken unzerbrochenen Eislage bedeckt. Der darüber mit wechselnder Geschwindigkeit hinstreichende Wind drückte Eis und Wasser von Zeit zu Zeit ein wenig leewärts und schob dabei die Eisdecke auf das flache, aus nassem Sand bestehende Ufer. Dadurch entstand ein etwa 1 cm hoher Sandwall. Mit Nachlassen des Winddrucks zog sich das Wasser mitsamt der Eisdecke vorübergehend zurück. Bei neuem Winddruck drängten beide wieder vor.

So entstanden mehrere niedrige Sandwälle. Bei nachfolgendem stärkeren Winddruck schob sich das Eis auf die Sandwülste hinauf. Der schließlich frei in die Luft ragende Rand des Eises brach ab und blieb, schräg nach unten gerichtet, auf der Außenseite der Sandanhäufung liegen. Anschließend vorgepreßtes Eis hob die abgebrochene Eisscholle an, sodaß sie um 180 Grad gedreht wurde. Der vorrückende Eisrand brach dann seinerseits ab. Dadurch bildeten zwei Lagen von Eis und der aufgepreßte Sand ein kräftiges Widerlager. Nachfolgender starker Druck der erneut auflaufenden Eisdecke verschob die Einheit aus aufgepreßtem Sand und Eistafeln bis zu 30 cm vor sich her. Dabei entstanden am Ufer des stehenden, flachen Gewässers weithin verstreut bis 10 cm hohe »Stirn-Stauchmoränen« (Taf. 9).

Die erstaunliche Wirkung der dünnen Eisdecke von Amrum erscheint vergleichbar mit der relativ geringmächtigen Inlandeis-Decke im Flachland. 300-100 m mächtiges Inlandeis trieb sich selber voran durch Zufluss von der einen und Verdünnung durch Abtauen auf der entgegengesetzten Seite und dies, ohne nach oben auszuweichen.

Schrifttum

- BARANOWSKI, ST., 1968. Tension Cracks and Ice Tunnels in the terminal part of the median moraine of Werenskioldbreen, Vest-Spitsbergen. Polish Spitsbergen Expeditions 1957-1961. *Polish Academy of Sciences III*. Warszawa.
- BAUER, A., 1968. Missions Aériennes de reconnaissance au Groenland 1957-58. *Meddr Grønland* **173**,3. København.
- CZERWINSKI, J., 1968. Certain thermocarsting phenomena on the marginal part of Werenskioldbreen, Vestspitsbergen. *Polish Academy of Sciences III*, s. 321. Warszawa.
- EMBLETON, C. & C. A. M. KING, 1971. *Glacial and periglacial Geomorphology*. London.
- GOTTSCHÉ, C. 1897. Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins. *Mitt. Geogr. Ges. Hamburg* **13**, s. 1-57.
- GRIPP, K., 1929. Glaciologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. *Abh. Nat. Ver. Hamburg* **22**, s. 147.
- 1938. Endmoränen. *Comptes rendus Congr. Internat. Géographie, Amsterdam 1938 II. Sect. IIa Géographie-Physique*, s. 215.
- 1944. Karboden und Zungenbecken. *Die Naturwissenschaften* **1944**, s. 207.
- 1948. Jasmund und Møen, eine glacialmorphologische Untersuchung. *Z. f. Erdkunde* **1** s. 175. Bonn.
- 1952. Bilder vom Geschehen am Rande von Inlandeis und Gross-Gletschern. *Meyniana* **1** (3 Tafeln ohne Text). Kiel.
- 1964. *Erdgeschichte von Schleswig-Holstein*. Neumünster i. H.
- GRIPP, K. & E. TODTMANN, 1926. Die Endmoränen des Greenbay-Gletschers auf Spitzbergen, eine Studie zum Verständnis norddeutscher Diluvial-Gebilde. *Mitt. Geogr. Ges. Hamburg* **37**, s. 45.
- HANSEN, SIGURD, 1932. Nye Opfattelser af Bevægelsesmekaniken for Gletscheris belyste ved egne Iagttagelser paa Frederikshaab Isblink, Grønland. *Naturens Verden* **1932**, s. 357. København.
- JESSEN, A., 1936. Vendsyssels Geologi. *Danmarks Geologiske Undersøgelse V. Række* **2**. København.
- JOHNSTRUP, F., 1875. De geognostiske Forhold i Jylland. *Tidskr. for Landøkonomi*. København.
- KOSIBA, A., 1960. Some of results of glaciological investigations in SW-Spitsbergen. *Universytet Wroclawski nauki Przyrodnicze Ser. B Nr. 4*. Wroclaw.
- KÖSTER, R., 1958. Experimentelle Beiträge zur Mechanik von Stauchungszonen. *Meyniana* **6**, s. 60. Kiel.
- 1960. Wulfener Berg und Ristinge Klint, ein glacialtektonischer Vergleich. *Z. deutsch. Geol. Ges.* **112**, s. 520. Hannover.
- TODTMANN, E., 1932. Endmoränenbildung in Spitzbergen und ihre Bedeutung für die Form der diluvialen Endmoränen. *Jahrb. u. Mitt. Oberrheinischer Geol. Ver. N. F. XXI*, s. 1. Stuttgart.
- 1936. Einige Ergebnisse von glazialgeologischen Untersuchungen am Südrand des Vatna-Jökull auf Island (1931 u. 1934). *Z. deutsch. Geol. Ges.* **88**, s. 77. Hannover.

Færdigt fra trykkeriet 13. juni 1975

TAFELN

Tafel 1

Tafel 1 Abb. 1

Inlandeis und Kangilnguata sermia, Godthåbsfjord, Grönland.

Blick aus 985 m Höhe. 25. Aug. 1930.

Um den Nunatak herum zwei Zuflüsse des Gletschers. Dessen streckenweise starkes Gefälle erzeugt starkes Ausschleifen des Untergrundes. Daher dort höhere Mächtigkeit des Eises als am Rand des Inlandeises. Die Talflanken sind periglacial stark beanspruchte ältere Gletscherschliff-Wände. Im Vordergrund Blockbestreuung durch die frühere Eisbedeckung.

Tafel 1 Abb. 2

Sermeq aus 385 m Höhe. 11. Sept. 1930.

In der Randzone fällt die Bänderung des Eises steil ein. Austauende Grundmoräne wird von dem eisrand-parallelen Fluss weitgehend abgetragen. Beiderseits unterhalb der Berghänge auf kurze Strecken Stauchmoränen. Ausserhalb davon auf der Südseite (rechts im Bilde) ein Randfluss. Am Ende der dunklen Mittelmoräne tritt aus einem eingebrochenen Tunnel ein starker Schmelzwasserfluss aus, der sich in fast 180° umfassende Richtungen aufteilt. Der aufgebrochene Abschnitt des Gross-Tunnels liegt im aufsteigenden, schmutzgebänderten Eis. Dies ist gegen reines Eis scharf begrenzt.

Alle Abbildungen nach Aufnahmen des Verfassers.

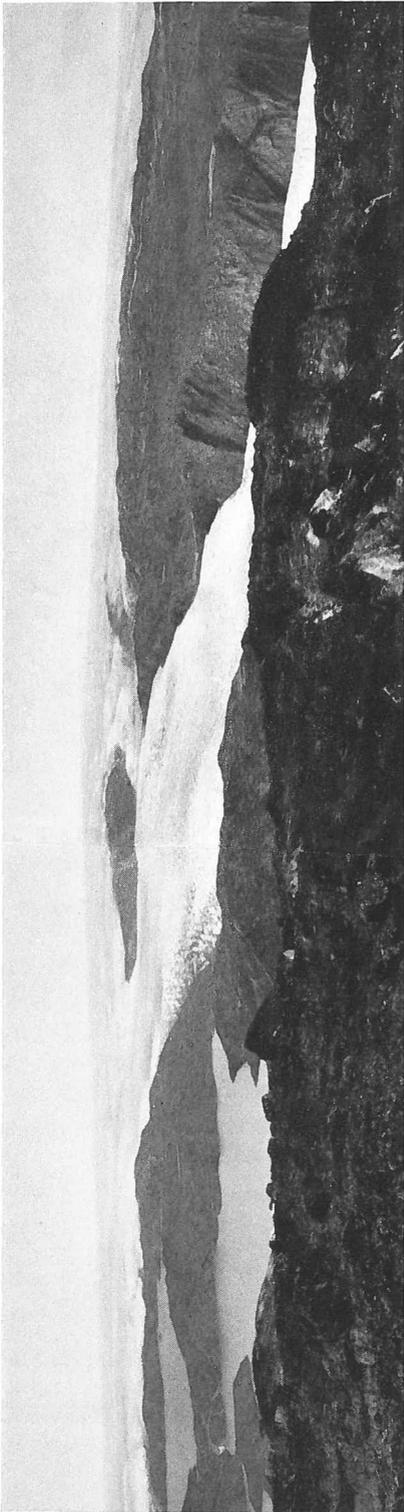


Abb. 1



Abb. 2

Tafel 2

Tafel 2 Abb. 1

Sermeq vom Fjord aus gesehen. 11. Sept. 1930.

Der Sander und die randliche Schutteis-Zone sind nur als schmale Bänder vor der nach hinten langsam ansteigenden Eis-Oberfläche zu erkennen. Der in etwa 4 km Entfernung nur 150 m Höhe erreichenden oberen Profillinie des Eises dürfte eine das 5-6 fache erreichende Untergrenze des Eises gegenüber stehen. Stauchungsformen in Nähe des Eisrandes dürften durch die Schmelzwässer abgetragen sein.

Tafel 2 Abb. 2

Stirn des Kangilinguata sermia aus 630 m Höhe. 25. Aug. 1930.

Links zu Wällen aufgestaute sandig-kiesige Schmelzwasser-Ablagerungen. Entwässerung durch Flüsse auf jeder Seite des Gletchers. Der Sander im Vordergrund war feinstkörnig und unbegebar. In der schmalen Bucht links liegt die Ruine einer Nordboer-Siedlung.

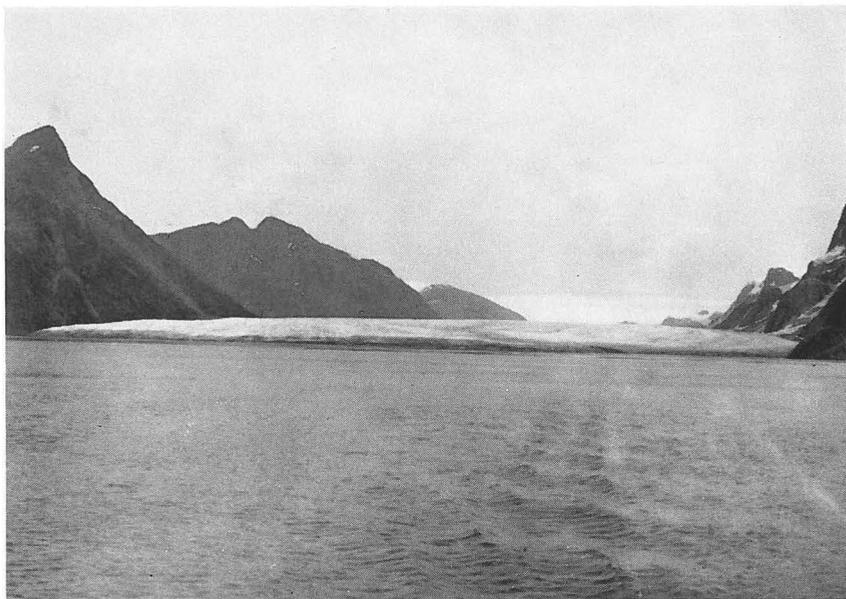


Abb. 1



Abb. 2

Tafel 3

Tafel 3 Abb. 1

Stirn des Kangilinguata sermia. 23. Aug. 1930.

Rechts Eis durch aufragenden Fels gewölbt; links helle, sandige Stauchwälle, eiswärts an Höhe zunehmend. Dahinter dunkles Band Schutt-beladenen Eises, das an der rechten Bildkante zurückbiegt. Im Geröll des Sanders zahlreiche fossilführende Konkreteionen aus Eismeerton, sogenannte Marlekar.

Tafel 3 Abb. 2

Kangilinguata sermia. 23. Aug. 1930.

Die durch das Widerlager der Stauchmoräne aufwärts gelenkten tiefsten Lagen des Eises haben Sander-Absätze emporgehoben, vorne und auch Mitte-links vor der Felswand ist aufsteigendes Eis inmitten von kiesigem Sand zu sehen.



Abb. 1



Abb. 2

Tafel 4

Tafel 4 Abb. 1

Kangilinguata sermia. 23. Aug. 1930.

Gestauchter Sander. Eisstirn rechts ausserhalb des Bildes.

Tafel 4 Abb. 2

Alangordlia-Arm des Sermeq. Blick aus etwa 200 m Höhe. 14. Sept. 1930.

Im Hintergrund (Süden) der das Bild querende Hauptgletscher. Dessen Alangordlia-Zweig liegt vorne im Bergschatten. Breite etwa 1300 m. Rechts breitet sich eine Mittelmoräne aus. Bäche der Eisoberfläche bewässern von rechts den Sander; andere sammeln sich innerhalb der Pseudoendmoräne, die sie vereint auf der linken Bildseite durchbrechen. Die dunkle Seitenmoräne hinten unter der Felswand der linken Bildseite ist eisauswärts verschwunden. In dem von Geschieben umgebenen grossen Felsblock (Taf. 6 Abb. 1) tritt die Randmoräne offenbar erneut auf. Vermutlich hat sich nach deren Absinken höheres Eis darüber gewälzt.



Abb. 1



Abb. 2

Tafel 5

Tafel 5 Abb. 1

West-Teil der Front des Alangordlia-Armes des Sermeq. 13. Sept. 1930.

Zahlreiche Oberflächen-Bäche und Quellen am Fusse der Eiswand schütteten den Sander auf. Dieser weist beiderseits Terrassen auf. Links hinter der Terrasse die sandige Pseudo-Endmoräne. Auf dem dunklen Hang rechts blühte *Epilobium*. Auf dem Gletscher Schutt der Mittelmoräne.

Tafel 5 Abb. 2

Alangordlia-Zweig des Sermeq.

Links Sander, rechts Stirn des Gletschers, in der Mitte von Sand überdeckter Ausbiss der fast senkrecht aufsteigenden Grundmoräne. Ihr ist auf der Gletscherseite, noch durch Sand geschützt, Eis angelagert. Darauf ein Mench als Maasstab. Innen am Fusse der »Endmoräne« ein Schmelzwasserbach.



Abb. 1



Abb. 2

Tafel 6

Tafel 6 Abb. 1

Stauchfalten vor dem Alangordlia-Arm des Sermeq.

Rechts oben die Stirn des Gletschers. Davor hochgepresster fossilführender Yoldia-Ton. Rechts ist das Einfallen der Falten unter das Eis im Anschnitt eines Schmelzwasserbaches zu erkennen. Die Oberfläche des Tones links davon, ist abgespült und zertalt. Der Ton wird vom Bach durch Erosions-Terrassen mit Abbruchskanten angeschnitten. Im Bachbett Geröll aus Ton. Geschiebeblock von rund 10 m Höhe, vermutlich Rest der Seitenmoräne.

Tafel 6 Abb. 2

Alangordlia-Arm des Sermeq. 13. Sept. 1930.

Stirn des Gletschers mit Schmelzwasser-Rinnen. Wallberg 1,5 m hoch und rund 10 m lang aus Sand und Kies ist mit schwach toniger Schicht überdeckt. In 20 m Entfernung, aber tiefer liegt der heutige Austritt des Baches. Weiter westlich befand sich unweit des nächsten Bachaustrittes noch ein Ansatz zu einem Wallberg. Deren Sand und Kies waren gefroren. Beide fielen schräg in die Front des Eises ein. Am Fusse der Eiswand sprudelte an mehreren Stellen Wasser hervor.

Am Oberrand sitzend ein Mensch.



Abb. 1



Abb. 2

Tafel 7

Tafel 7 Abb. 1

Holmströmbreen, Ekmanfjorden, Spitzbergen. 24. Juli 1927.

Blick gegen N. Mehrere Mittelmoränen, davon eine auf der rechten Seite des Gletschers weit zur Mitte ausgreifend. Am Rand des freien Eises zwei wallartige Schuttzonen, rechts erkennbar. Beide sind Mittelmoränen. An beiden Talflanken Wasserläufe und rechts in der mit Schutt bedeckten Zone Austritt des Rotflusses aus dem Eise. Die drei Gruppen von Wasserläufen haben die Stauchmoränen-Zone von zwei Seiten her bis fast an den linken Bildrand reichend abgetragen.

Tafel 7 Abb. 2

Verlassener und benutzter Schmelzwassertunnel im Eis. Holmströmbreen, Ekmanfjorden, Spitzbergen. 20. Juli 1927.

Der inglaciale Fluss zieht unweit seiner Quelle in geringer Tiefe unter der Oberfläche des Eises dahin. Er kommt aus dem Einschnitt links, biegt rechtwinklig ab und verschwindet im Vordergrund wieder im Eis, so wie es der Rand des Bildes rechts vorne zeigt. Am Ende der flachen Uferkante links ein Mensch.



Abb. 1



Abb. 2

Tafel 8

Tafel 8 Abb. 1

Stauchmoräne des Holmströmbreen, Spitzbergen. 24. Juli 1927.

Im höchsten Teil der Stauchzone sind die Köpfe der Faltenverwerfungen noch voll erhalten.

Tafel 8 Abb. 2

Gletschertor Penckbreen, Spitzbergen. 2. Aug. 1927.

Gletscher im Hochstadium; fließt über Fels mit dünner Lage von Gesteinsschutt, daher offenes Gletschertor. Die oberen Eislagen sind in dieses hinein abgebogen. Beiderseits vom Gletschertor mit Schutt durchsetztes Eis mit Scherflächen = Untermoräne, die links gegen gestauchte Schmelzwassersande ansteigt. Durch Schmelzen der Untermoräne entstehen Schlammströme, die von einem nach links abzweigenden Wasserlauf zerspült werden. Der vorne von dem Schmelzwasserfluss erodierte Sander-Beginn ruht auf Eis. Dies Wintereis ist gefrorenes Schmelzwasser. Auf der Oberfläche des Gletschers Schutt, der aus aufsteigenden Scherflächen stammt.

Zugleich ein Beispiel dafür, dass gestautes Eis ausfließt, wo Schmelzwasser das Widerlager entfernt hat.



Abb. 1



Abb. 2

Tafel 9

Tafel 9 Abb. 1

Kleinst-Stauchwälle auf dem Hochstrand vor Amrum, Nord-Friesland. 19. März 1962. Links vom Regen zerschlagene Klein-Rippeln. Rechts die dünne Eisdecke, durch die ein auf dem nur cm tiefen Wasser schwimmendes helles Band von Gasblasen hindurchscheint. Die Eisdecke endet an dem niedrigen Wall links von der Gasblasen-Zone. Das Eis erscheint im Bilde gleichmässig grau, während die links anschliessende, vom vorgedrungenen Eis geglättete Fläche nassen Sandes feinkörnig ist. Hierin auftretende niedrige Wälle wurden durch nacheinander erfolgte Vorstösse der vom Wind gepressten Eisdecke aufgeschoben. Das von Wasser erfüllte »Zungenbecken« war entstanden durch Aufrichtung des Eises an älteren Stauchwällen, wie deren zwei in Fortsetzung des »Zungenbeckens« zusammengeschoben sind. Auf der Innenseite rechts, eine an Höhe abnehmende Reihe von Stauchwällen, die vermutlich durch schwächer werdende Eisvorstösse entstanden.

Tafel 9 Abb. 2

Ebendort.

Oben von der Eisdecke geglätteter Sand. Münze 2,36 cm Durchmesser. Durch mehrfaches Vordringen der Eisdecke aufgehäufter Sand hat als Folge weiterer Belastung und Verdrängung durch das Eis ansteigende Faltenverwerfungen entstehen lassen. Auf den Stauchwällen und auf deren Vorland Grübchen von Gas-Austritt.

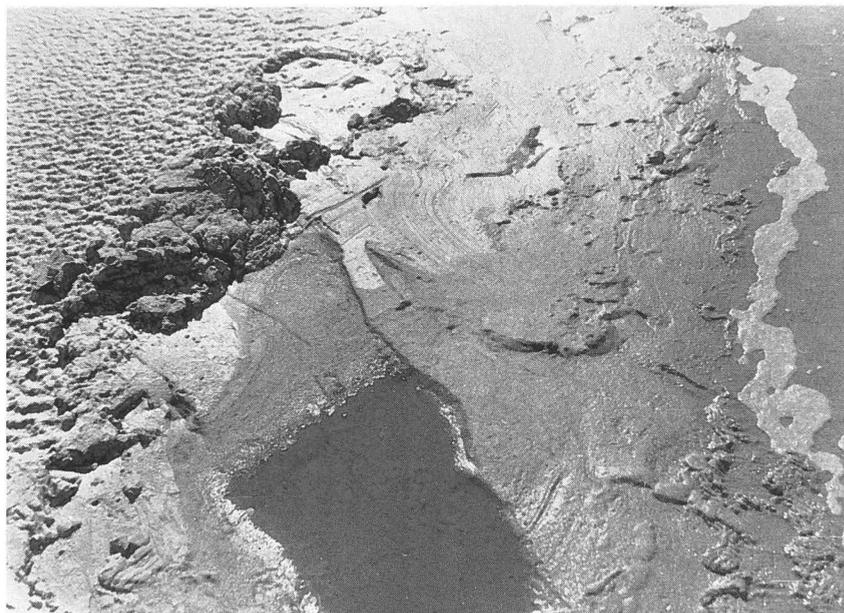


Abb. 1



Abb. 2