**Zeitschrift:** Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Schaffhausen
**Herausgeber:** Naturforschende Gesellschaft Schaffhausen
**Band:** 12 (1934-1935)

**Artikel:** Gletschermurgang im Suess-Land (Nordostgrönland)
**Autor:** Wegmann, C.E.
**DOI:** https://doi.org/10.5169/seals-584778

**Nutzungsbedingungen**
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

**Conditions d'utilisation**
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

**Terms of use**
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

**Download PDF:** 13.07.2025

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch**

4.

# Gletschermurgang im Sueß-Land

## (Nordostgrönland)

von

C. E. Wegmann

(mit 2 Abbildungen und 3 Tafeln)

---

INHALT:

Hergang . . . . . Seite 35
Wassermengen . . . . . „ 40
Andere ähnliche Erscheinungen . „ 42
Art des Durchbruches . . . . . „ 51
Wirkungen . . . . . „ 52
Abtragung . . . . . „ 53
Ablagerungen . . . . . „ 55

## Hergang.

Am 17. August 1932 hatte ich mein Lager innerhalb der Deceitbucht aufgeschlagen, am Ausgange des Tales, das später Murgangstal genannt wurde (D auf der Kartenskizze Fig. V). Am Tage machte ich eine geologische Wanderung in die Berge. Es hatte sehr wenig Wasser im Flusse; was floß, verteilte sich auf manche, wenig tiefe Bäche (vergl. Fig. I). Mit großen Stiefeln hätte man leicht die andere Talseite erreichen können, ohne nasse Füße zu bekommen. Am Nachmittage fiel mir auf, daß der Fluß anfing, mehr Wasser zu führen. Man hörte ihn bis weit hinauf rauschen, besonders von weiter talaufwärts her. Dort floß er auf mehr als 7 km Länge in einem

mehr als 50 m tiefen, engen und gewundenen Canyon und bildete weiter unten, bevor er sich auf die weite Schotterebene ergoß, eine breite, wasserfallartige Stromschnelle. Die Schotterebene ist 1 km, weiter unten sogar über 1,5 km, breit und fast 5 km lang; sie senkt sich auf diesen 5 km bis zum Meere um fast 40 m. Ich kehrte zurück, um nach meinem Lager zu sehen. Es lag auf einer Kiesterrasse, ein wenig über einem kleinen, fließenden Seitenbächlein. Als ich hinzukam, floß dort schon ein breiter, trüber Strom. Er hatte sich bereits tief eingerissen. Die Kiesterrasse war schon unterschnitten worden, und eingestürzt und mein ganzes Lager mit Ausrüstung und Vorräten weggerissen.

Das Wasser stieg stark, oft so schnell, daß man es steigen sah. Etwa abends 20 h fing ich an zu beobachten. Das Steigen wurde immer rascher; zwischen 23 h und 24 h stieg es oft 10 cm in 10 Minuten. Am schnellsten stieg es nach 24 h. DasWasser führte immer mehr Schlamm, viele ausgerissene Büsche von Polarweiden und Zwergbirken und einige Eisstücke.

Um nach meinen Habseligkeiten zu suchen, ging ich mehrere Male ins Wasser; es war nicht leicht zu stehen; denn der ganze Untergrund war im Fließen. Später wurden auch große Blöcke davongewälzt; man hörte sie dumpf zusammenschlagen.

Ich versuchte an verschiedenen Orten Beobachtungen über das Steigen und die Stromgeschwindigkeit zu machen. Von 0.30 h bis 1.30 h stieg das Wasser etwa 10 cm und stieg fortwährend bis 2.30 h. Von da an bis 2.45 h blieb es gleich, stieg dann aber wieder in einer halben Stunde 7—8 cm. Der Abfluß war also nicht ganz gleichmäßig, sondern ein wenig ruckweise. Die Geschwindigkeit des Wassers nahm fortwährend zu. An einer abgegangenen Strecke am Ufer versuchte ich die Geschwindigkeiten zu messen. Mit den einfachen Mitteln konnte dies nur in der Nähe des Ufers geschehen; teils wurden davonschwimmende Büsche beobachtet, teils wurden kleine Treibholzstückchen hineingeworfen. Sogar in der Nähe des Ufers war die Geschwindigkeit größer als ein Sekundenmeter. Weiter draußen war

sie erheblich höher; denn es bildeten sich große stehende Wellen von über einem Meter Höhe, dann wieder ganze Springbrunnen und mächtige Strudel.

Die Wassermassen bedeckten das ganze, 1,5 km breite Tal in einer Tiefe von etwa 4 m; in den breiten Rinnen, die anfangs gerissen wurden, war das Wasser noch tiefer.

Etwa 3.45 h fing das Wasser an, ein wenig zu fallen; bis 4.10 h war es um 15 cm niedriger. 4.20 h war es schon mehr als 40 cm von seinem Höchststande gefallen. Um 4.40 h stand der Wasserspiegel bereits 1,4—1,5 m unter dem Höchststande; 5.15 h war er 2 m gefallen. Morgens 6 h sah man schon an manchen Orten schlammige Kiesbänke herausschauen; nur in den breiten Rinnen wälzte sich noch graues, schlammiges Wasser. Auf der schlammbedeckten Ebene lagen weithin große und kleine Eisstücke und kleine ausgerissene Sträucher. Das Ganze hatte wohl etwas über 12 Stunden gedauert. Das reichlichere Fließen des Wassers dauerte etwa 10 Stunden; die größten Wassermassen kamen zwischen 23 h und 4 h, also während etwa 5 Stunden. Das Wasser hatte viel rascher abgenommen als zugenommen.

Alles deutete darauf hin, daß dies ein Gletschermurgang gewesen sei, daß sich weiter oben im Tale ein eisgestauter See entleert haben mußte. Auf den vorhandenen Karten war das ganze Sueß-Land mit Hochlandeis bedeckt. In der Tat sieht es so aus, wenn man nur die Fjorde befährt (vergl. Fig. V). Man sieht fast nur steile Talwände mit Schluchten und Hängegletschern, die alle jäh ins Meer stürzen. Nur selten mündet ein Tal weiter unten ein; die meisten Talmündungen bleiben weit oben hängen. An gewissen Stellen sieht man hohe, terrassenartige Flächen zwischen dem Fjorde und den breiten, vergletscherten Hochflächen. Die verfirnten Hochflächen im Sueßlande liegen zum größten Teile zwischen 1900 m und 2200 m. (Ein Panorama der Südseite des Sueß-Landes wurde in Medd. om Grönland, Bd. 103, No. 3, 1935, Taf. 3, Abb. 2 veröffentlicht.) Die größeren Täler münden also nicht direkt in

den Fjord, sondern vereinigen sich im Inneren des Landes. Die breite Talmündung an der Deceitbucht deutete schon auf ein großes Talsystem. Längs der breiten, tiefen Fjorde bildeten sich keine größeren Nebentäler. Nur zwischen ihnen, in den größeren Ländern konnten sich normalere Talsysteme bilden. Der Vergleich dieser mit den Fjorden ist für die Erforschung der Entwicklung der Landschaft sehr wichtig. Die gleichen internen Talsysteme wie auf Sueß-Land findet man auch auf Lyell-Land, Andrée-Land und Fränckel-Land; auf ihre Bedeutung soll an anderem Orte eingegangen werden. Es schien daher wichtig, ein solches Talsystem kennen zu lernen.

Um die geologischen Beobachtungen am Kempe- und Dicksonfjord mit denjenigen am Franz Joseph-Fjord verbinden zu können, unternahmen Herr Dr. HEINRICH BÜTLER, Herr KURT BÜRGI und der Verfasser im Jahre 1933 eine Wanderung ins Innere. Eines der Ziele war auch die Besichtigung des abgesenkten Sees. Die Landschaft wurde auch überflogen und photographisch aufgenommen (Fig. II).

Am 10. August 1933 waren wir am Murgangssee. Obwohl fast ein Jahr vergangen war, lagen noch Eisberge von 10 m Höhe am Hange, der früher zum Seegrunde gehört hatte (Fig. III). Die Absenkung betrug 39—40 m. In der Nähe des Ufers war der Boden noch immer an vielen Orten mit Schlamm bedeckt und unter den Steinen gefroren. Am oberen Ende mündeten einige Bäche ein. Dort waren ziemlich große Deltaaufschüttungen als Terrassen sichtbar. Das frühere Ufer war noch überall deutlich zu sehen. Unter dem Schlamm lagen meist große, nicht gerundete Steine, ganz wie sie in den Schutthalden angetroffen werden, also nicht etwa Gletscherablagerungen. Nach den Messungen des Herrn SIMONSEN liegt der jetzige Seespiegel 845 m ü. M.

Das untere Ende des Sees wird durch eine mächtige Eiswand gesperrt. Der Sperrgletscher besteht aus zwei großen, zusammengesetzten Gletschern aus verschiedenen Einzugsgebieten südlich des Murgangstales (vergl. Fig. V). Er füllt das ganze Tal und drängt sich an der nördlichen

Talwand in die Höhe. Dort konnte man keinen Überlauf sehen. Im Gletscher sah man einen halbkreisförmigen Einbruch (auf Fig. III in der Mitte schwach sichtbar). Hier mußte das Wasser unter dem Eise abgeflossen sein.

Erst weit unten an der Grenze der beiden Gletscher kam das Wasser wieder in einer Eisschlucht zum Vorscheine und floß teilweise in Tunnels an das Gletscherende. Vor diesem liegt ein mit Moränen und Schottern gefülltes Becken von etwa 2 km Länge. In diese Auffüllung hatte der Strom eine breite Rinne gerissen. Am Ende des Beckens stürzte er aus einer Rinne in einem etwa 50 m hohen Wasserfalle in eine schmale Schlucht. Ein Teil dieser Schlucht war vorher mit losem Material aufgefüllt gewesen, wurde aber während der Katastrophe ausgeräumt. Dieser Wasserfall und die darunterliegenden Stromschnellen wurden Lächen genannt (auf der Kartenskizze durch Doppelstrich angedeutet). Ein Teil des Wassers drängte sich durch die enge, gewundene Schlucht; ein anderer aber floß quer über sie und ihre Windungen hinweg, riß von den Rundhöckern der kleinen Riegel die kärgliche Pflanzendecke und die losen Ablagerungen weg, und wusch sie ganz blank. Die Schlucht macht eine kleine Windung um den ersten dieser Riegel. In dieser Windung (nicht zu verwechseln mit dem großen Knick, nach dem das Tal plötzlich gegen SSE biegt) mündet ein Gletscherbach mit einem anderen Wasserfall. Der Bach entstammt einem großen Gletscher, der von NW her kommt. Die kürzlich verlassenen Moränen reichen bis fast an die Schlucht. Nahe bei der Einmündung des Baches mündet eine andere tiefe und enge Schlucht mit senkrechten Wänden in die Schlucht des Hauptflusses. Diese Rinne ist aber vollständig mit Moräne ausgefüllt. Es ist also ein Canyon, das vor der letzten Lage der Moränenkränze gebildet wurde. Der Bach, der es durchfloß, mündete ohne Gefällsstufe in den Hauptfluß, während der jetzige einen großen Wasserfall bildet. Entweder wurde diese Schlucht unter dem Eise gebildet, oder zu einer Zeit, da der Gletscher weiter zurücklag.

Eine solche Schlucht liegt auch unter dem oben erwähnten Vorbecken des Sperrgletschers. Dieses wurde durch die Katastrophe teilweise ausgeräumt. Als der nordwestliche Gletscher noch in das Haupttal hinausreichte und die Schlucht des Hauptflusses aufgefüllt hatte, wurde das erwähnte Vorbecken gestaut und füllte sich. Es wird noch jetzt von Terrassen umsäumt. Jetzt schneidet der Fluß in die Auffüllung und räumt sie teilweise wieder aus.

Es ist wahrscheinlich, daß eine ähnliche Schlucht wie die erwähnten auch am Ende des Murgangssees einen Riegel unter dem Sperrgletscher durchschneidet, und daß der See sich durch diese entleert hat.

Oberhalb des Murgangssees liegen noch einige weitere Seen. Sie waren alle durch Gletscher gestaut (vergl. Fig. II). Sie werden von Terrassen umgeben. An den Terrassen der obersten hat sich ein kleines Flugsandgebiet gebildet. Der mittlere ist teilweise jetzt noch durch die Stirnmoräne eines von Süden kommenden Gletschers gestaut. Vor der Stirne wurde eine ältere Schlucht bei der letzten Entleerung teilweise wieder gereinigt, so daß jetzt auf der Nordseite weithin die blanken Felsflächen zu Tage liegen.

Auch der Murgangssee war früher höher gestaut. Eine alte Strandlinie liegt etwa 70 m über dem jetzigen Wasserspiegel.

## Wassermengen.

Es wurde versucht, die Größenordnung der ausgelaufenen Wassermengen zu schätzen. Der Murgangssee ist jetzt etwa 4,5 km lang, bedeckte aber vorher eine Tallänge von über 5 km. Die Breite des jetzigen Sees wechselt zwischen 600 m und 1 km; die frühere Breite war 1 km und an der breitesten Stelle etwa 2 km. Die Menge des ausgelaufenen Wassers ist also von der Größenordnung von 200 Millionen Kubikmeter.

Zum Vergleiche sei angeführt: über den Rheinfall fließen, nach der mittleren Wasserführung (HEIM AL-

BERT, Mitteilg. der Naturforschenden Gesellschaft Schaffhausen, 1930/31, Heft X, S. 46) berechnet, in 10 Stunden 13,3 Millionen Kubikmeter. Der Vuoksen am Ausgange des Saimaasees in Finnland, der die bekannten Imatrastromschnellen bildet, führt bei mittlerem Wasserstande in 10 Stunden 19,6 Millionen Kubikmeter.

Die Wasserführung des Tales war also während des Murganges größer als der größte Fluß der Schweiz. Die Größe des hinuntergeflossenen Wassers kann verglichen werden mit: dem Lac de Joux (160 Mill $m^3$), dem Baldeggersee (178 Mill. $m^3$), dem Greifensee (161 Mill. $m^3$) oder dem Silsersee (151 Mill. $m^3$) (FRÜH, J., Geographie der Schweiz, Bd. I, 1930, S. 413—414).

Berechnet man die Wasserführung auf 10 Stunden, so ergibt sich eine Wassermenge von 5555 Kubikmeter per Sekunde, was einem großen Strome entspräche. Zum Vergleiche sei angeführt, daß die Donau bei ihrer Mündung 6240 sec./$m^3$, der Indus 5700 sec./$m^3$ und der Rhein 2330 sec./$m^3$ Mittelwasser führen (SUPAN, A. - OBST, E., Grundzüge der phys. Erdkunde, Bd. I, 1927, S. 377). Verteilt man die Wassermengen nach dem An- und Abschwellen, so ergibt sich für die Zeit des maximalen Abflusses etwa das Doppelte.

Leider war es nicht möglich, auch nur annähernd die Größe des mitgeführten Materiales zu schätzen. Sogar um Wasserproben zu nehmen, fehlte mir jede Möglichkeit, da meine ganze Ausrüstung weggeschwemmt wurde. Man kann sich also höchstens durch Vergleiche einen Begriff der Größenordnung machen. Schon anfangs war das Wasser dick und trübe und führte viel Geröll. Nach und nach wurden immer größere Blöcke bewegt. Beim Abnehmen des Wassers wurde die ganze Brühe immer dicker.

Nach ALBERT HEIM (Geologie der Schweiz, Bd. I, 1915, S. 428) trug „die Sihl bei Zürich bei 570 $m^3$ Wasser per Sekunde am 31. Juli 1874 per Sekunde 1 $m^3$ Gestein in suspendierter Form durch jeden Querschnitt; das Gerollte konnte nicht bestimmt werden. Am 15. Juli 1910 enthielt ihr Wasser bei 441 $m^3$ Durchfluß per Sekunde 13,18 gr

Schlamm im Liter, was einem Transporte von 500 000 Tonnen per Tag entspricht."

Nähme man Werte ähnlicher Größe an, so ergäbe sich für das suspendierte Material allein eine Größenordnung von über 2 Millionen Tonnen. Das Gerollte war jedenfalls größer. Es war aus dem Grunde außerordentlich groß, weil sich die bewegende Wassermasse im unteren Teile des Tales über eine große Fläche verteilte. Im oberen Teile wurden auch ganz große Blöcke mitgewälzt. Sie blieben teils auf der Schotterebene liegen, teils wurden sie ins Meer gewälzt, teils versanken sie nach dem Abnehmen des Wassers in dem wasserreichen Untergrunde. Gegen den Schluß wurde das Ganze immer mehr zu einem Schlammstrom. Daraus entfernte sich dann das Wasser im Laufe des Tages. Der größte Teil des transportierten Materiales blieb aber nicht im Delta liegen, sondern wurde ins Meer geführt. Jedenfalls muß es sich um riesige transportierte Massen handeln.

## Andere ähnliche Erscheinungen.

Dieses Ereignis steht nicht einzig da, wenn es auch das einzige ist, dessen Verlauf beobachtet werden konnte. Auf den Reisen zu Fuß und im Flugzeug in Nordostgrönland wurden in allen Talsystemen viele solche eisgestaute Seen beobachtet. Es wurden auch viele Spuren von früheren, bereits geleerten, gefunden. Im ganzen dürfte die Zahl der größeren und kleineren eisgestauten Seen in Christian X. Land hundert übersteigen.

Am Konkordiaplatz, dem Verbindungsstück zwischen dem Hisingergletscher, dem Wahlenberggletscher und dem Violingletscher, wurden große Akkumulationsterrassen bis 300 m über dem jetzigen Gletscherrande, in einer Meereshöhe von 1400 m angetroffen. Jetzt liegen in der Gegend des Konkordiaplatzes mehr als 6 größere und viele kleinere eisgestaute Seen. Viele davon sind auch im August noch ganz mit Eis bedeckt, da man sich in dieser

Höhe nahe der Auftauungsgrenze befindet. Hier wird das Eis hauptsächlich nur noch durch die Strahlungssammlung dunkler Steine, Sand- und Staubanhäufungen geschmolzen; die Luft wird selten so warm, daß sie großen Einfluß hätte. Außerdem weht meist ein kalter Wind vom Inlandseise her. Dieser Wind erwärmt sich zwar weiter unten zu einem Föhn. Auf den Hochflächen am Rande des Inlandeises ist er aber noch zu wenig gefallen. Etwa bei 1700 m hört an den meisten Stellen das eigentliche Schneeschmelzen auf. Der Schnee wird nur verweht, verdunstet oder verfirnt und fließt als Eis in die Tiefe.

Die Seen dieser Höhen werden von dem kalten Schmelzwasser gespiesen und gefrieren daher leicht an der Oberfläche. Ein großer See in der Fortsetzung des Tales hinter dem Röhsfjorde war am 15. August 1934 von einer dicken Eisdecke mit nur wenigen Spalten bedeckt. Dieser See floß früher über einen kleinen Paß gegen den Röhsfjord ab; jetzt geht sein Wasser durch den Wahlenberggletscher nach dem Rhedinfjorde. Die Seen am Cäcilia-Nunatak sind mehr eisfrei; sie bekommen mehr Wasser vom Lande, wo sich die dunklen Felsflächen stärker erwärmen.

Auch gegen Goodenough-Land findet man überall in der Höhe über den jetzigen Gletschern viele größere und kleinere Deltaterrassen; an den Moränenwällen entlang oft kleine und größere Seen. Ein großer gestauter See im Goodenoughland ist der Findelensee im Agassitztale. Sein Ausfluß mündet in den innersten Kjerulfsfjord. Er dürfte eine Länge von über 20 km haben.

Die in den gestauten Seen aufgeschütteten Terrassen erkennt man schon von weitem daran, daß sie keine Strukturböden und keine Spuren von Erdfließen zeigen, während das ganze Gelände außer den Schutthalden davon bedeckt ist. Diese Aufschüttungen enthalten in den meisten Fällen wenig feines Material. Im Wasser abgelagert, und nachher wahrscheinlich ziemlich schnell ausgetrocknet, enthalten sie kein aktives Eis, wie

die Grundmoränenablagerungen. Auch viele der gehobenen Deltas am Meere zeigen ebenfalls keine Strukturböden.

Dieser Unterschied gibt den Terrassen eine andere Oberfläche, die sie auch später unter der Pflanzendecke behalten. Sogar noch im Walde, wie z. B. in Finnland, erkennt man diese Unterschiede. Die Grundmoränenböden bildeten vor der Waldzeit Strukturböden, die Schotterböden nicht. Wenn auch die Strukturböden zerstört sind, so bleibt doch ein unregelmäßiges Kleinrelief, das dem aufmerksamen Beobachter auffällt, und das den Schotterböden fehlt.

Es würde zu weit führen, auch nur die großen Seen dieser Art anzuführen; es gibt ihrer zu viele. Als größtes Beispiel sei nur noch der innerste Alpfjord erwähnt:

Dieser Fjord wurde schon von NATHORST bis zum Gullygletscher befahren, und dieser wurde auf der Karte als das Ende des Fjordes eingezeichnet. Bei der Flugkartierung zeigte es sich, daß auch dahinter noch eine große Wasserfläche lag. Im Juli 1933 reisten die Herren SIMONSEN und STENÖR und der Verfasser in den Alpfjord. Vor der Front des Gullygletschers, längs der westlichen Talwand (vergl. Abb. 1) führte ein schmaler Kanal in das innere Becken. Auf der einen Seite war er von der hohen Eismauer des Gletschers, auf der anderen Seite durch hohe glatte Felswände umgeben. Dieser Kanal konnte zur Hälfte mit dem Motorboote befahren werden; der letzte Teil war infolge der hohen Eiswände, des schmalen Fahrwassers und der herabfallenden Eisblöcke recht unsicher; daher wurde von weiterem Vordringen abgesehen. Dagegen bestiegen wir die steilen Berge über dieser Einfahrt und bekamen einen guten Überblick. Die Herren SIMONSEN und STENÖR flogen später in den inneren Teil hinein und machten dort Vermessungen. Die Konturen der Skizze (Abb. 1) stützen sich auf ihre Karte.

Das ganze hintere Becken, vielleicht bis weit in das dahinter liegende Tal hinauf wurde früher vom Gullygletscher gestaut. Der Gletscher besteht aus zwei großen,

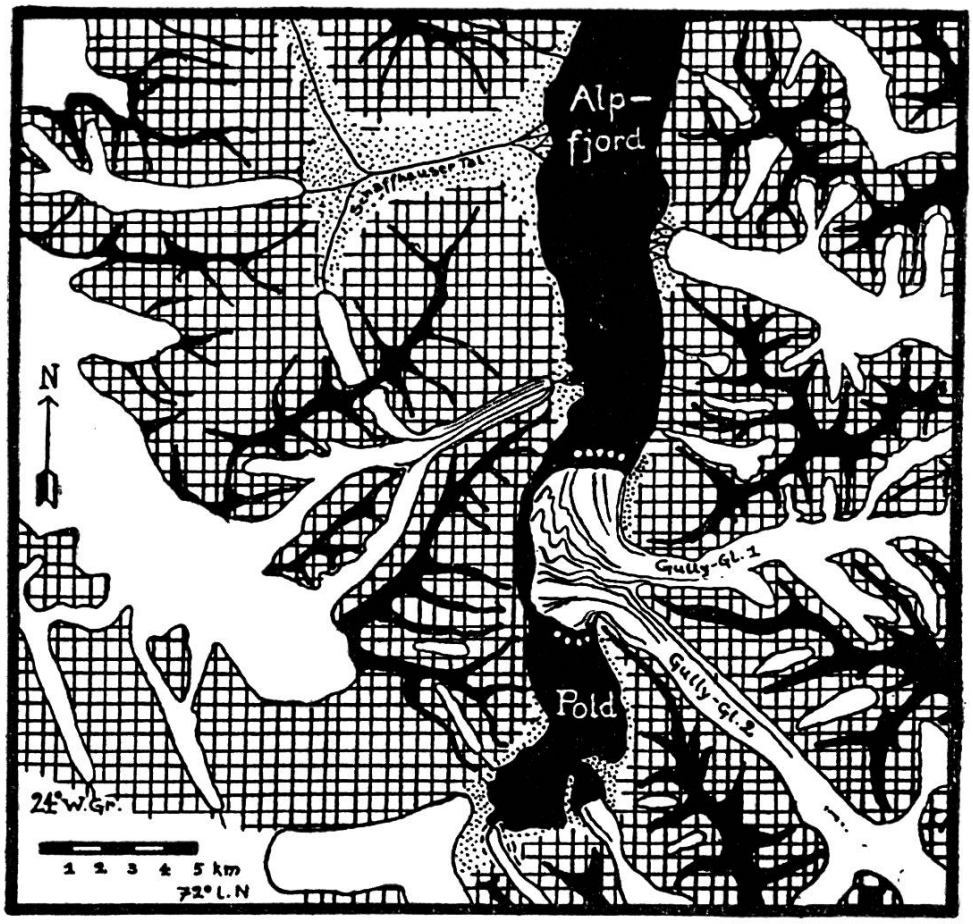


Abb. 1. **Skizze des südlichen Alpfjordes.**
Umrisse übernommen aus den Arbeitskarten des Geodätischen Institutes in Kopenhagen mit gütiger Erlaubnis.

Schwarz = Fjord
Weiß = Gletscher
Quadrate = Felsgrund, Bergkämme schematisch
Punktiert = Lose Ablagerungen
Weiße Punkte im Fjorde = Unterwasserwälle des Gullygletschers zwischen dem nördlichen Walle und dem Gletscher steigt der starke Wasserstrom auf.

Auf dem Gullygletscher Obermoräne skizziert. Im Südosten des Poldes der Gletscher mit der Lagune zwischen der, unter Wasser abgelagerten, Moräne.

verzweigten Zuflüssen, die aus einer Landschaft ähnlich derjenigen des Montblancmassives stammen. Sie führen reichlich Mittelmoränen. In der Nähe der westlichen Talwand sind diese Moränen in Schlingen verbogen, als ob

sie gegen die Talwand gestaut worden wären. Im einzelnen kommen diese Verbiegungen durch viele kleine Scherungen zu Stande, wie Fig. IV zeigt. Da jetzt der Kanal zwischen der Talwand und der Gletscherfront durchzieht, anderseits dieser Schlingenbau nicht anders als durch Aufstau an der Talwand erklärt werden kann, so muß man annehmen, daß der Kanal jüngeren Datums ist. Jedenfalls ist er so jung, daß sich der Eisfluß den neuen Verhältnissen noch nicht anpassen konnte, sondern immer noch diese Reliktstruktur zeigt. Wann das fehlende Stück herausgerissen wurde, läßt sich leider nicht angeben, einstweilen sogar nicht einmal genauer schätzen, da man die Geschwindigkeit des Gletschers nicht kennt. Da das Gefälle aber groß ist und die Niederschläge in diesem Gebiete reichlich, dürften die Geschwindigkeiten dieser Gletscher beträchtlich sein.

Hinter dem Gletscher liegt das große Staubecken. Die hellen Halden der abgesenkten Gebiete sind noch deutlich sichtbar; auch sie deuten auf eine Absenkung jungen Datums. Die Wassermenge läßt sich kaum abschätzen, da man einstweilen nicht weiß, wie weit hinauf ins Tal der See gereicht hat. Die Höhe der Absenkung beträgt etwa 60 m. Wollte man nur mit der jetzigen Seefläche rechnen, was sicher zu wenig ist, so würde die Größenordnung der entleerten Wassermengen schon 1200 Millionen Kubikmeter übersteigen. Diese Entleerung war eine der größten Katastrophen in Ostgrönland in neuerer Zeit.. Nach den Beobachtungen des Herrn SIMONSEN, für die ich ihm auch hier danken möchte, liegt weiter oben im Tale, in der Fortsetzung des Alpfjordes, ein weiterer großer See, etwa 70 m ü. M. Sein Spiegel wurde in neuerer Zeit etwa 100 m abgesenkt. Ob seine Absenkung mit der des Poldes zusammenhing oder nicht, läßt sich vorläufig nicht beurteilen, ist aber möglich. Die angegebenen Werte können durch die endgültige Bearbeitung noch ein wenig verändert werden; jedenfalls zeigen sie die Größenordnung der Erscheinungen.

Das Gewässer hinter dem Gletscher kann als Fortsetzung des Fjordes angesehen werden oder als ein abgesperrter See, eine Art Pold. Das Wasser im Kanale fließt auch während der Flut nach außen. Der Wasserspiegel des Poldes scheint also über dem Hochwasserstande des Fjordes zu liegen. In der Nähe des Ostufers kommt unter der Eiswand des Gletschers ein starker Wasserstrom hervor. Das Aufsteigen ist auf dem Wasserspiegel des Fjordes in einiger Entfernung von der Eiswand deutlich sichtbar; es muß also mit einer gewissen Geschwindigkeit aufsteigen. Nördlich davon zieht sich quer über einen großen Teil des Fjordes parallel mit dem Gletscherrand ein Wall unter Wasser. Bei Ebbe schaut er an verschiedenen Stellen aus dem Wasser heraus. Von oben sieht man ihn gut. Wie weit dieser Wall aus Moräne oder aus den Schwemmstoffen der unter dem Eise hervorbrechenden Wassermassen besteht, läßt sich nicht beurteilen. Wahrscheinlich ist der Kern Moräne und darauf ladet der Wasserstrom, der zwischen dem Eise und dem Walle hervorbricht, seine Trübe ab, da er mit dem Einmünden in das stehende Wasser seine Geschwindigkeit verliert. Bei Hochwasser ist der Wall nicht gut sichtbar; daher fuhr auch, trotz unserer Warnung, das norwegische Expeditionsschiff „Polarbjörn“ am 27. Juli 1933 auf diese Untiefe auf. Die wasserdurchtränkten Ablagerungen, der Untergletscherstrom und die Flut halfen aber wieder, das Schiff frei zu machen. Wie man von oben sehen kann, wird der Gletscher auf beiden Seiten von solchen Moränen über einen großen Teil des Fjordes in einiger Entfernung von der Eiswand umsäumt. Diese Wälle liegen quer über den Fjord. Läge der Gletscher nicht mehr dort, so wäre man versucht, sie als Stadialmoränen des Fjordgletschers zu deuten. Die Wälle bilden eine ähnliche Übergangsbildung fluvioglazialen Ursprungs wie der Salpausselkä in Finnland, aber in viel kleinerem Maßstabe. Eine ähnliche Bildung, die aber bereits über Wasser gehoben ist, findet man am Nunatakgletscher im innersten Geologfjorde.

Früher füllte der Gullygletscher den Alpfjord weiter nach innen und weiter nach außen, wie die Moränenwälle, welche das Ostufer eine zeitlang begleiten, zeigen. Es muß also unter dem Wasser noch mehr solcher Wälle geben. Diese müssen sich an manchen Orten in den Fjorden gebildet haben; an den meisten Orten liegen sie zu tief, um einen Einfluß auf das äußere Geschehen zu haben. Im Kjerulfsfjorde ziehen sie sich etwa über die Mitte des Fjordes. Die Eisberge, welche bei Flut durch eventuelle Rinnen über den Wall kommen, liegen nachher innen gefangen und kommen nicht mehr heraus. Daher liegt dort ein ganzer Wald von großen Eisbergen, obwohl im Fjorde keine produziert werden, und alle vom Nordenskjöldsgletscher im Franz-Josephfjorde stammen müssen. Wenn sie dann zu einer gewissen Größe abgeschmolzen sind, gelangen sie noch einmal über eine Schwelle in ein inneres Becken, wo eine Versammlung von kleineren Eisbergen auf den Tod wartet.

Die Form solcher Wälle zeigt eine kleine solche Anlage im Polde des Alpfjordes (vergl. Abb. 1): Ein steiler Gletscher hatte in seiner früheren Lage einen Moränenkranz in das Wasser hinausgebaut. Durch die Senkung wurde das frühere Zungenbecken zu einer Lagune von etwa einem Kilometer Durchmesser. Das jetzige Gletscherende reicht nur mehr über den inneren Rand der Lagune. Von dem stark zerklüfteten Gletscher fallen immer Eisblöcke in die Lagune und schwimmen dort herum. Die Gegend zeigt noch manche gletscherkundliche Erscheinungen, die jedoch an anderer Stelle behandelt werden sollen.

Nicht nur in Grönland spielen die eisgestauten Seen eine Rolle. In Fennoscandia wurden schon viele beschrieben (SAURAMO, MATTI, Bull. Comm. géol. de Finlande, No. 86, 1929), sowohl in Finnland als auch besonders aus dem Grenzgebiete zwischen Schweden und Norwegen. Dort haben sich zwischen dem Hochgebirge und dem zurückschmelzenden Eisrande viele solcher Seen gebildet, von denen manche eingehend beschrieben worden sind (HALDEN, B. E., Ymer 1925; HOLMSEN, G., Norges geol. Un-

ders. No. 123, 1924; HOLTEDAHL, OLAF, Vid. Selsk. skr. Oslo. Mat.-nat. Kl., 1924, Bd. II, No. 14; HÖGBOM, A. G., Sveriges geol. Unders. Ser. C., No. 140, 2 uppl., 1920).

Aber auch in den Alpen kennt man ähnliche Erscheinungen. Der Märjelensee (LÜTSCHG, O. Annalen der Schweiz. Landeshydrographie, Bd. I, 1915) und der Mattmarksee sind durch ihre Ausbrüche bekannt geworden. Diese Beispiele gehören infolge der Korrektion bereits der historischen Vergangenheit an. Viel häufiger und in viel größeren Ausmaßen aber muß die Erscheinung während der Eiszeiten vorgekommen sein, besonders beim Zurückweichen der Gletscher. Bis jetzt wurde weniger Gewicht darauf gelegt; bei Berücksichtigung dieser Erscheinungen ließen sich aber wahrscheinlich manche Verhältnisse leichter erklären.

Als Beispiel möchte ich das Mittelwallis anführen: zwischen 1920 und 1922 bin ich dort den kleinen Schottervorkommen in den Nebentälern nachgegangen. Ihre Verteilung zeigt die Kartenskizze (Abb. 2). Am einfachsten lassen sie sich durch Gletscherstau durch den Rhonegletscher erklären. Es sind die Ablagerungen eines Stadiums, da sie ihrerseits von Moräne bedeckt sind. Zusammen mit den vielen kleinen epigenetischen Talstücken spielen sie eine wichtige Rolle bei der Entwicklung der Nebentäler der Rhone. BECK (1. Mitteilung der Naturwissenschaftlichen Gesellschaft Thun. 1926, S. 42, Fig. 4) möchte allerdings die Gletscher der Nebentäler sich im Haupttale ausbreiten lassen, als der Hauptgletscher sich schon zurückgezogen hatte; dem widerspricht die Beobachtung, daß die Leitgesteine des Hauptgletschers bis in den Eingang der Nebentäler hinein gefunden werden, und zwar in denjenigen Talmündungen, in denen die Schotter vorkommen. Dieses Beispiel mag zeigen, daß manche hohe Schotter der inneren Alpen nicht von Aufschotterungen stammen, sondern eher aus größeren und kleineren Staubecken. Auch die zum Teil schottergefüllten Rinnen auf dem Plateau von Savièze und Arbaz dürften von Randgewässern des Rhonegletschers stammen. Viele Kleinformen der rechten und

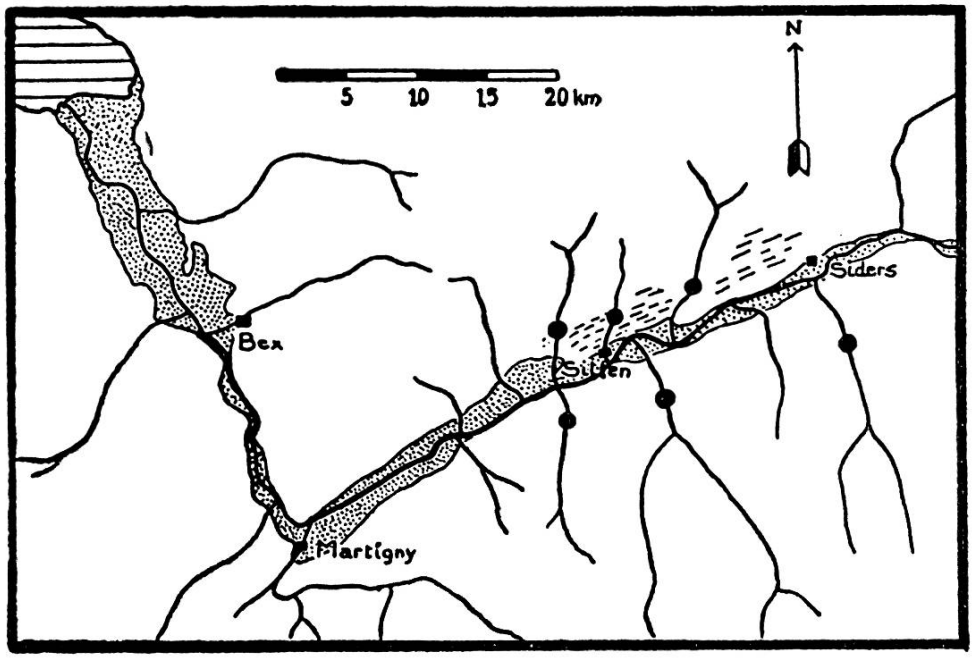


Abb. 2. **Rhonetal im Wallis.**

Die Schottervorkommen der Seitentäler sind mit schwarzen Kreisen bezeichnet; sie werden als in Stauseen abgelagert betrachtet. Die Rinnen der Randgewässer des Rhonegletschers gestrichelt. Die Rhoneebene punktiert.

linken Hänge des Rhonetales und auch der südlichen Seitentäler werden durch die Wirkungen der Seitengewässer besser erklärt, und müssen nicht bis ins kleinste durch Glazialerosion entstanden sein.

Bei diesen Erklärungen spielen die eisgestauten Seen hauptsächlich eine Rolle als Akkumulationsbecken von Schotter, Sand und Schlamm, ihre Zu- und Abflüsse als Bildner kleinerer und größerer Rinnen weit über dem Tale. Bei der Erklärung der Landformen kommen sie aber auch als Speicherbecken großer Wassermassen in Betracht. Da die Beckenwände rasch zerstört werden können, so bilden diese Seen eine Bedrohung der talabwärts liegenden Landschaft. Ihre Durchbrüche können eine Arbeit leisten, hinter der auch diejenige der Frühlingswässer weit zurücksteht. Sie haben auch eine andere Art anzugreifen; ihre Wirkung ist nicht nur größer, sondern in wesentlichen Punkten verschieden.

## Art des Durchbruches.

Der Durchbruch kann auf verschiedene Weise geschehen; man könnte die Arten in zwei Hauptkategorien einteilen:

a) Der stauende Gletscher schmilzt zurück; eines Tages wird die Uferwand zu schwach und der See bricht durch. Solche Durchbrüche kommen in den Gebieten vor, wo die Vergletscherung abnimmt. Es sind einmalige Durchbrüche, bei denen der Seespiegel immer mehr gesenkt wird. Die Senkung braucht nicht immer katastrophal zu sein. Solche Leerungen sind in den Alpen, in Skandinavien und in Grönland häufig vorgekommen. Die Gletscherrandseen leeren sich wohl meist auf diese Art. Manchmal leeren sie sich erst, wenn das Becken schon fast mit Senkstoffen gefüllt und darum zu schwer ist. Dann geschieht die Leerung in Form eines Schlammstromes, der sich entweder längs des Gletscherrandes oder in einen Gletscherbruch ergießt. Meist kommen diese Ströme nicht gerade weit.

b) Der See wird in einem Tale so lange durch einen Gletscher gestaut, bis der Eisrand gehoben wird und im Wasser schwimmt. Fließt der Gletscher über Unebenheiten, oder gibt es gar Tälchen oder Schluchten im Untergrunde, so wird das Wasser diesen nachgreifen, und sich auf diese Weise einen Weg schaffen. In einem Gletscherbruche oder aus einem Tunnel wird es zu Tage treten. Der See würde sich so lange leeren, bis der Gletscher wieder auf der Unterlage aufliegt. In Wirklichkeit wird sich das Wasser während der Leerung eine größere Tunnelöffnung machen und fließen, bis diese verstopft ist oder bis der Wasserstand so weit gesunken ist, daß eine weitere Leerung nicht mehr möglich ist. Nach und nach füllt sich der See wieder. Solche Katastrophen sind periodisch.

Der Murgangssee und der innerste Alpfjord zeigen diese Art der Leerung. Im Sperrgletscher des Murgangs-

sees bildete sich über der Ausflußstelle ein halbkreisförmiger Einbruch (in der Mitte von Fig. III sichtbar). An der Front des Gullygletschers wurde ein Kanal gerissen, der sich vielleicht wieder schließen wird, wenn die Gletscher nicht weiter zurückschmelzen. Dieser Typus mit periodischen Entleerungen kommt hauptsächlich dadurch zu Stande, daß ein Haupttal von einem Seitengletscher gesperrt wird. Wenn man nach ehemaligen solchen Seen sucht, so dürfte diese Beobachtung wichtig sein.

Die von der Seite mündenden Gletscher erreichen das Tal meist über eine Stufe herunter, sind also ziemlich stark zerklüftet; dies dürfte die Hebung einzelner Teile erleichtern. Im Falle des Murgangssees legt sich der Gletscher auch vor und über eine oberhalb liegende Talstufe, was die Leerung des Sees erleichterte. Alte Schluchten im Grunde des Taltroges dürften einen besseren Durchgang bieten. Solche Schluchten kommen, wie oben erwähnt, in den meisten größeren Tälern vor und sind älter als die letzten Vorstöße der Gletscher. Auf ihre Bedeutung für die geologische Entwicklung kann hier nicht eingegangen werden.

In die Rinnen und die Eistunnels fließen am Schlusse der Entleerung immer mehr Schlamm, Sand und Steine und verstopfen sie ganz oder teilweise. Dieses Material ist meist auch mit Eisblöcken gemischt. Auf diese Weise können osartige Bildungen aus moränenartigem Material entstehen.

Für die mächtigen Wirkungen kommen hauptsächlich die großen Stauseen in Betracht.

## Wirkungen.

Die Wirkungen der Gletschermurgänge bestehen in Abtragung, Transport und Ablagerung. Für die früheren Murgänge kommen nur Abtragung und Ablagerung in Betracht, da nur diese uns erhalten sind.

## Abtragung.

Bei diesen Katastrophen werden nur die losen Ablagerungen abgetragen. Große Gebiete können davon gereinigt werden. Alte verschüttete Schluchten können wieder reingespült und benützt werden. Auf der anderen Seite können in aufgefüllten Tälern in kürzester Zeit neue Rinnen an ganz anderen Orten als die früheren gegraben werden, aus denen der Fluß nicht mehr heraus kommt, und dort sein Bett weiter vertieft. Dadurch, daß der Fluß bei solchen Katastrophen nicht mehr zwischen einem alten Bette und einem anderen schwanken kann, sondern definitiv in ein neues gelegt ist, entstehen epigenetische Talstücke. Manche Flußablenkung in aufgeschottertem Gebiete dürfte durch eine plötzliche Vertiefung zu erklären sein. Es wird allerdings da, wo die Geschehnisse sich nicht in jüngster Vergangenheit abgespielt haben, schwer sein, sie nachzuweisen. Manche der breiten Täler in den losen Ablagerungen der Nordschweiz verdanken vielleicht teilweise solchen Katastrophen ihre breitangelegte Form. Jedenfalls wurden sie nicht nur durch den täglichen Durchfluß in dieser Breite angelegt. Wenn man keine Murgänge zu Hilfe nehmen will, so muß man doch den hochgeschwollenen Frühlingsgewässern den Hauptanteil zuschreiben.

Die Kataklysmaltheorien wurden in der Geologie nach vielen Kämpfen überwunden; daher haben auch jetzt noch die meisten Geologen eine Abneigung gegen Hypothesen mit Katastrophen zur Erklärung von Landformen und Ablagerungen, und ziehen es vor, dauernd wirksame Agentien anzunehmen. Die Beobachtungen in vergletscherten Gebieten und die Größen der bei den Entleerungen befreiten Wassermassen dürften immerhin zeigen, daß man auch bei der Erklärung der Eiszeitformen mit den hier angeführten Möglichkeiten rechnen muß.

Der Hauptunterschied in der Erosionswirkung dürfte darin liegen, daß die Murgänge nur in lose Ablagerungen tiefe und breite Rinnen reißen. Die immer rinnenden

Gletscherflüsse dagegen greifen den Fels erheblich an. Wenn sie in vielen Jahren die gleichen Wassermengen zu Tal geführt haben, die ein Murgang auf einmal hinunterwälzt, so haben sie schon ein Bett mit Strudellöchern und Kolken herausgeschliffen. Diese Rinnen sind eng, gewissermaßen gesägt, da eine schmalere Wasserader auf einem Raum begrenzter Breite angreift. Wo also ein Gletscherfluß einige Zeit fließt, wird man bald ausgeschliffene Gruben antreffen.

Wo aber Felsbuckel über dem Talniveau von mehr oder weniger mächtigen losen Ablagerungen reingespült wurden, ohne daß Ausstrudelungsformen entstanden, wäre die Möglichkeit eines Murgangs zu prüfen. Solche Fälle wurden z. B. durch MIKKOLA neuerdings aus Finnisch-Lappland beschrieben (Bull. Comm. geol. de Finnlande No. 96, 1932). Es soll hier nicht behauptet werden, daß jene Bildungen durch Murgänge entstanden seien, sondern lediglich die Prüfung einer neuen Arbeitshypothese angeregt werden. Daß solche Abspülungen auch mit osartigen Akkumulationsformen zusammenhängen können, wurde bereits oben erwähnt.

Durch die Entleerung wurden sowohl im Gebiete des Sees als auch auf der breiten Talsohle große Flächen mit Sand und Staub freigelegt. Derartige Flächen spielen in einem Gebiete mit nivalem Klima eine große Rolle. Die Winde sind häufig und wirbeln Sand und Staub in die Höhe, daß die Luft oft ganz trübe davon ist. An windgeschützten Stellen setzt sich der Staub ab. Viele dieser Flächen sind auch im Winter vom Schnee reingeblasen und können also auch im Winter Sand und Staub liefern. Er wird zusammen mit dem aufgewirbelten Schnee im Windschatten abgelagert. Im Frühling schmilzt der Schnee an diesen Stellen schneller, auch wenn er dort reichlicher liegt, infolge der Strahlungsspeicherung der dunklen feinverteilten Körper. Der Staub wird in Krümchen zusammengeklebt und fällt auf den Boden oder auf die darunterliegende Pflanzendecke. Diese wird früher vom Schnee befreit, hat also eine längere Vege-

tationsperiode; der Boden wird durch das Schmelzwasser reichlich durchtränkt und der Staub bildet eine Kalidüngung. Der größte Teil des Flugstaubes besteht nämlich aus feinen Glimmerblättchen. In den Glimmermineralien ist nach den Forschungen GOLDSCHMIDS das Kali den Pflanzen am leichtesten zugänglich. Diese, im Windschatten gelegenen Gebiete sind daher sowohl in Bezug auf Boden, als auf Bewässerung und Vegetationsdauer, von den günstigsten dieses Landes. Tatsächlich trifft man dort die üppigste Pflanzendecke; Weiden und Birken können bis Kniehöhe erreichen.

In den Höhen von etwa 1400 m und darüber spielen Staub und Sand eine große Rolle für das Abschmelzen von Eis und Schnee. Eine größere freigelegte Schlammfläche hat daher bedeutenden Einfluß auf den Wasserhaushalt solcher hochgelegener Gegenden.

## Ablagerungen.

Die Ablagerungen solcher Gletschermurgänge sehen wohl in den meisten Fällen lithologisch ganz aus wie Grundmoräne. Ihr Material ist nicht sortiert; große Blöcke und kleine Gerölle liegen in schlammiger bis sandiger Grundmasse. Die Steine können gerundet, aber auch ganz kantig sein. Der Transport und das Liegenlassen erfolgte zu schnell, als daß größere Abschleifungen oder Korngrößensonderungen zu Stande gekommen wären. Bei der Entleerung unter dem Gletscher durch wird Grundmoränenmaterial mitgerissen, und wohl auch unterwegs an den Hängen und auf den Riegeln. Es wird sehr schwer sein, eine solche Ablagerung durch lithologische Merkmale von Grundmoräne zu unterscheiden. Einen Anhaltspunkt könnten die vielen mitgerissenen Zweige geben.

Die besten Hinweise für die Entstehung geben wohl die Verbandsverhältnisse mit anderen Ablagerungen.

Im unteren Murgangstale wurde schon in den folgenden Tagen zuerst der Staub, dann der Sand aus der Oberfläche ausgeblasen und in den Windschatten kleiner Fels-

köpfe zu kleinen Dünen verweht, oder ins Meer hinaus geblasen. Dadurch entstand oberflächlich wieder ein, zwar wenig geordnetes Schotterfeld. Große Flächen wurden durch die Frühjahrwässer des folgenden Jahres verwaschen, so daß auf dem Lande jedenfalls nicht mehr viel von dem moräneartigen Material liegen blieb. Wenn man weiter bedenkt, daß die Gegend sich wahrscheinlich im Verhältnis zum Meeresspiegel hebt, die Stromrinnen der Frühjahrswässer sich also immer wieder irgendwo einschneiden, so dürften auf dem Lande nicht manche Reste des Murganges erhalten bleiben, außer den großen Blöcken, die in den Schottern liegen bleiben; sie sind weithin über die Fläche verteilt. In einer geologischen Ablagerung wären sie nicht leicht zu erklären, wenn man nicht zur Hypothese eines Murganges greifen will.

Der größte Teil der transportierten Erdmassen gelangte ins Meer und lagerte sich in der Bucht ab. Zwischen die Schotter und Tone lagert sich also dort weithin eine mächtige Schicht von grundmoränenartiger Beschaffenheit. Mächtige Blöcke wurden hinausgerollt; wahrscheinlich glitten sie im Wasser auf dem Schlamme weit in den Fjord hinaus.

Ein großer Teil des Wassers schien anfangs (wie man von einer Anhöhe aus sehen konnte) ziemlich schnell im Fjorde zu versinken. Nach und nach bildeten sich aber graue Tonwolken bis weit hinaus in den Fjord und hatten sich nach ein paar Tagen noch nicht gesenkt. Diese Tonwolken werden im Bodensediment eine besondere Varve bilden; sie erstreckt sich nicht über das ganze Gebiet. Einer Varvenstatistik werden also solche Murgänge erhebliche Schwierigkeiten bereiten können.

In der Bucht lag während des ganzen Vorganges ein großer Eisberg, der aufgefahren war (vergl. Fig. I). Er lag auch im folgenden Jahre noch dort. Um den Fuß dieses Eisberges schichteten sich also die Sedimente auf. Wenn er einmal weggeschmolzen sein wird, so wird das Loch sich füllen, und es wird eine besondere Struktur zurückbleiben, die man vielleicht ohne Kenntnis der Vorgänge als Erosions-

lücke deuten würde. Manche dieser Beobachtungen machen darauf aufmerksam, daß man an die Deutung glazialer Ablagerungen am besten nicht mit einer einspurigen Erklärung, sondern eher mit mehreren Arbeitshypothesen herangeht und sie auf ihre Tauglichkeit prüft.

Wo in Tälern oder Becken weit ausgebreitete, z. T. wenig mächtige Decken moränenartiger Erdmassen liegen, wäre die Möglichkeit, daß sie von einem Gletschermurgang abgelagert wurden, zu prüfen. Auch da, wo in Schotterfeldern große Blöcke liegen, wie das im Glattale vorkommt, wäre es vielleicht besser zu prüfen, ob nicht ein Murgang diese Blöcke gebracht haben könnte, bevor man daraus eine neue Eiszeit macht. Im Gebiete des Linth- und Rheingletschers muß es mannigfache Aufstauungen gegeben haben; namentlich war über dem Walensee in einem bestimmten Zeitpunkte zwischen den zurückweichenden Gletschern der Linth und des Rheins die Gelegenheit zur Sammlung größerer Wassermassen günstig.

Die Gletschermurgänge gehören neben den vulkanischen Ausbrüchen und den Bergstürzen zu denjenigen Erscheinungen, die in wenigen Stunden die Belastungsverhältnisse der Erdkruste stark verändern, und zwar in einem Maße, die andere Transportarten nur in Jahrzehnten erreichen. Durch diese schnelle Verlagerung werden auch die Spannungsverhältnisse der darunterliegenden Gesteine verändert. Wahrscheinlich ist die Veränderung nicht tiefgreifend; sie wird jedenfalls durch die Elastizität der oberen Gesteinsschichten aufgenommen. Daß sie aber, so gut wie die langsameren ungleichmäßigen Belastungen und Entlastungen, für die spätere Standfestigkeit des Felsgrundes, und damit z. B. auch für die Talbildung eine Rolle spielen, dürfte einleuchtend sein.

Die hier mitgeteilten Beobachtungen wurden während der dreijährigen dänischen Expedition nach Christian X. Land gemacht. Ich möchte auch hier ihrem Leiter, Herrn

Dr. LAUGE KOCH, für die freundliche Hilfe und Förderung meiner Arbeiten und für die gütige Erlaubnis zu dieser Veröffentlichung danken. Auch meiner Überwinterungskameraden aus Dänemark und Grönland, die mich nach diesen Beobachtungen geholt haben, möchte ich dankbar gedenken. Ferner gebührt mein Dank Herrn Dr. HEINRICH BÜTLER und Herrn KURT BÜRGI, die mich auf der Wanderung durch das Sueß-Land begleiteten und mir geholfen haben. Endlich möchte ich dem Geodätischen Institute in Kopenhagen für die freundliche Erlaubnis, die noch nicht veröffentlichten Karten von Nordostgrönland zu benützen, danken; die Konturen des Geodätischen Institutes wurden bei der Anfertigung der Abbildung 1 und Fig. V benützt.

Fig. I. **Unterstes Murgangstal und Deceitbucht**
(Sueß-Land, Nordostgrönland).

In der über 1,5 km breiten Schotterebene fließen einige, wenig tiefe Bäche, die ihren Lauf hie und da verändern. Die ganze Ebene war tief unter Wasser während des Murganges, am Rande mindestens 4 m. Der Eisberg in der Mitte der Bucht stand während mindestens 1½ Jahren dort, und blieb auch während des Murganges dort stehen.

Fig. II. **Flugbild des oberen Murgangstales,** von W N W.

Im Vordergrunde kleine Seengruppe, die einst einen einzigen See bildete, umgeben von trockengelegten Terrassen; der stauende Gletscher hat sich in seinen Moränenkranz zurückgezogen. Zweiter See nur noch wenig gestaut; Absenkungsrand sichtbar; Abfluß hart unter der Gletscherfront in einer Schlucht. Der dritte See ist der Murgangssee, dahinter der Sperrgletscher; der Absenkungsrand ist deutlich sichtbar. Weiter weg: Berge mit langem hellem Felsband bilden die Nordostwand des unteren Murgangstales. Fernste Berge sind aus dem roten Sandstein des Devons aufgebaut.

Fig. III. **Reste von Eisbergen im ehemaligen Murgangssee.**

Obwohl seit der Absenkung fast ein Jahr vergangen war, lagen noch verschiedene Gruppen von Eisbergen, manche über 10 m hoch, auf dem früheren Seeboden. Zum Teil waren es wohl vorher größere Eisberge, die beim Aufliegen auf den Boden und ohne Stützung durch umgebendes Wasser in Stücke gegangen waren. Im Hintergrunde der Sperrgletscher; in der Mitte halbkreisförmiger Einbruch. Ehemaliger Strand teilweise auf dem anderen Ufer sichtbar.

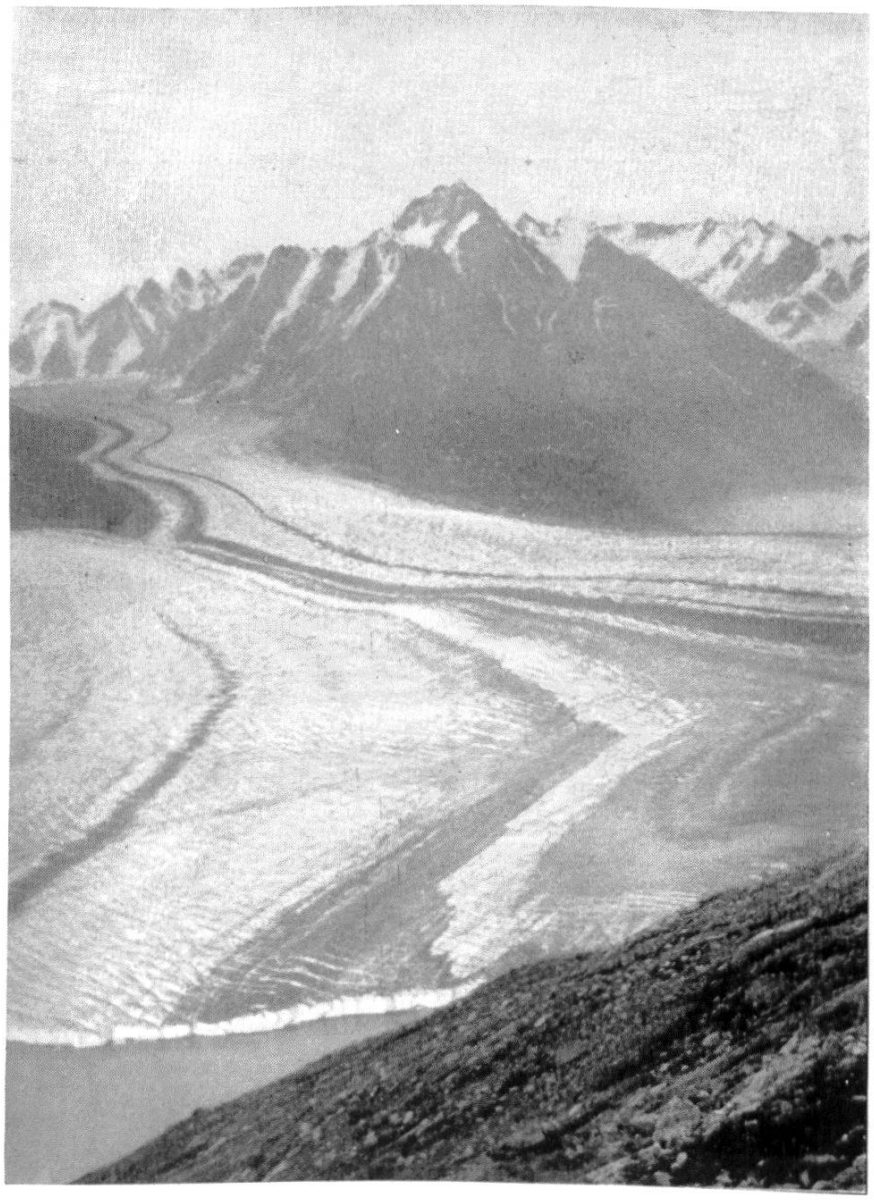

Fig. IV. **Gullygletscher** von N W aus etwa 1200 m Höhe.

Im Vordergrunde der Gullygletscher 1, dahinter der Gullygletscher 2. Die Obermoränen werden gegen die Westwand des Fjordes zu Schlingen zerschoren. Die Scherflächen und die quer dazu laufenden Spalten sind deutlich sichtbar. Im Hintergrunde der Pold. Die Gebirge haben steile, aguilleartige Formen und bestehen aus Granit und Gneis. Die Aufnahme wurde zwischen ein und zwei Uhr nachts gemacht; leichte Nebel machen den Hintergrund unklar.

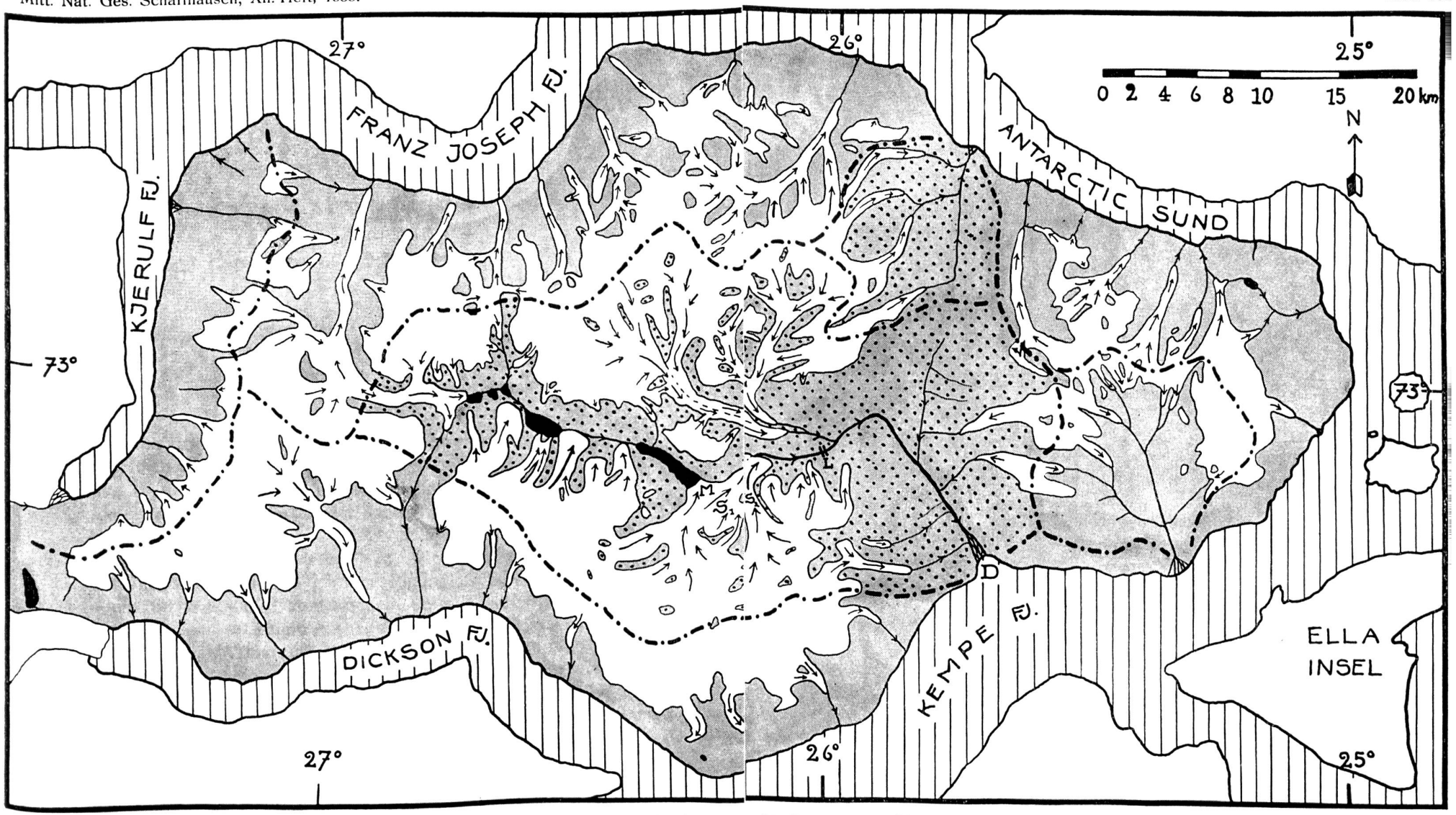


Fig. V. **Uebersichtskarte der Vergletscher des Sueß-Landes** (Nordostgrönland).

Umrisse übernommen aus den Arbeitskarten des Geodätischen Institutes in Kopenhagen mit gütiger Erlaubnis.

Im Sueß-Lande: Eisfreies Land = grau
Gletscher und Firn = weiß
Seen = schwarz

Die Pfeile zeigen die Fließrichtung der Gletscher und Gewässer. Die strichpunktierten Linien umgrenzen die Einzugsgebiete der verschiedenen Täler; diejenige des Landinnern sind punktiert.

D = Deceitbucht; L = Lächen; $S_1$ und $S_2$ = Sperrgletscher; M = Murgangssee (unterster See im Murgangstale).