

Ein Vorstoß des Inlandeises in Westgrönland — Dokumentation des vorrückenden Eisrandes bei Søndre Strømfjord

HERBERT SCHOLZ *)

Actuogeological studies, glacier advance, erosive processes, sedimentation
Western Greenland, west coast

Kurzfassung: Nachdem sich das Inlandeis im mittleren Westgrönland — seit einem Höchststand um die Jahrhundertwende — in den letzten Jahrzehnten ständig zurückgezogen hatte, mehrten sich neuerdings im mittleren Westgrönland die Hinweise auf einen Vorstoß der Gletscher. Vor allem südlich des Ørkendals, bei Søndre Strømfjord, rückt das Eis seit einigen Jahren kräftig vor und hat ältere, vorgelegerte Wälle größtenteils schon überfahren. Dabei überwiegen heute erosive Prozesse am steilen Eisrand, die vor allem mit dem Abdrängen der peripheren Entwässerungssysteme zusammenhängen. An manchen Stellen schiebt der vorstoßende Gletscher die Vegetationsdecke ab, friert an der Oberfläche der freigelegten Permafrosttafel fest und beansprucht den überfahrenen, dauernd gefrorenen Untergrund so stark, daß noch mehr als 50 m vom Eis entfernt tiefe, wasserwegsame Spalten im Vorland aufreißen. Beobachtungen an einem vorrückenden Gletscher, der in mancher Hinsicht mit den glazialen Eisrändern Mitteleuropas vergleichbar ist, hat für die Interpretation eisrandnah entstandener Sedimente Bedeutung, etwa für die „Vorstoßschotter“ im Alpenvorland.

[A glacier advance in Western Greenland —
documentation of a prograding ice front near
Søndre Strømfjord]

Abstract: After attaining a maximum extension at the turn of the century, the Inland Ice has retreated continuously in Middle West Greenland within the last decades. Since a couple of years, however, there are strong indications of a new advance. Particularly south of Ørkendal near Søndre Strømfjord the glacier margins started to promote powerfully, overthrusting some of the older moraines. The peripheral drainage system is pushed aside by the steep ice margins causing major erosive processes. In places the prograding glacier shears off the soil and freezes onto the

uncovered permafrost table. Continued advance of the glacier stresses and subsequently crushes the frozen ground, causing water conducting cracks as far as 50 m away from the ice front. The prograding glaciers in West Greenland may be comparable with the ice margins of Europe in early phases of the maximum glaciation of the last Ice Age. Some of the actuogeological observations are of interest concerning sediments („Vorstoßschotter“) generated by the advancing Piedmont Glaciers of the Alpine Foreland.

1 Einleitung

Im Rahmen eines Projektes, das die geologische und pflanzensoziologische Untersuchung eisrandnaher Gebiete in Westgrönland zum Ziel hatte, wurde das unmittelbare Vorfeld des Inlandeises, südöstlich des Flughafens Søndre Strømfjord, eingehend untersucht. Einige Beobachtungen am überraschenderweise rasch vorrückenden Rand des Inlandeises, die während des Aufenthaltes gemacht wurden, sollen hier kurz vorgestellt werden.

Unter meiner organisatorischen Leitung arbeitete hier in den Sommern 1986 und 1987 ein Team (Geologen, Bodenkundler, Botaniker, Palynologen) in wechselnder Zusammensetzung: Dr. H. SCHOLZ, Dr. J. FROH, A. KLEINMANN, von der TU München, Dr. H. GILCK aus Prien und Dr. W. GROTTENTHALER vom Geologischen Landesamt in München. Außerdem halfen einige Geologiestudenten der TU München (L. ECKHOF, H. FUNK, B. SCHREINER und A. THIELE) bei den Geländearbeiten. Im Sommer 1988 konnte ich dieselbe Gegend bei einer privaten Reise ein drittes Mal besuchen. Finanziert wurde das Projekt von Seiten der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG). Zusätzlich wurde das Unternehmen von den Firmen Sport BERGER (Karlsfeld) und HANS KOLBE & Co. (Hildesheim) unterstützt, indem sie Ausrüstungsmaterial kostenlos zur Verfügung stellten. Der DFG

*) Anschrift des Verfassers: Priv.-Doz. Dr. HERBERT SCHOLZ, Lehrstuhl für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie, Technische Universität München, Lichtenbergstraße 4, D-8046 Garching.

und allen anderen, die in irgend einer Form am Gelingen des Projekts beteiligt waren, sei an dieser Stelle herzlichst gedankt.

Angemerkt sei noch, daß alle im Text ohne Anführungszeichen geschriebenen Flurnamen den vorhandenen topographischen Karten (GEODAETISK INSTITUT 1977) oder der Literatur (MINISTERIET FOR GRØNLAND 1980; SUKKERTOPPEN KOMMUNE 1982; UTVALGET FOR VANDRETURISME I GRØNLAND 1978) entnommen und in der heute gültigen Rechtschreibung wiedergegeben sind. Die in Anführungszeichen stehenden dänischen oder grönländischen Namen sind frei erfunden und von den zuständigen Behörden nicht zum allgemeinen Gebrauch freigegeben. Sie werden ausschließlich im Rahmen dieser Arbeit verwendet, um eine unanschauliche Benennung — etwa mit Zahlen — zu vermeiden.

2 Regionaler Überblick

Das untersuchte Gebiet liegt im Vorfeld des Inlandeises im mittleren Westgrönland, etwas nördlich des Polarkreises. Zwischen dem Sukkertoppen-Gebiet im S und der Diskobucht im N reicht das Inlandeis nicht — wie sonst fast überall in Grönland — nahe an die

Küste heran, sondern endet in Form flacher Eiszungen in einem niedrigen Bergland, das stellenweise bis zu 180 km breit wird (Abb. 1). Von den kilometerbreiten Gletscherzungen fließen wasserreiche Flüsse auf ausgedehnten Sanderflächen nach Westen, wo sich ihre Wassermassen in weit ins Landesinnere hineinreichende Fjorde ergießen.

Das Klima des Gebietes zeichnet sich durch extreme Kontinentalität aus — mit Jahresmitteltemperaturen von $-4,8^{\circ}\text{C}$, Julimitteln von $+10,5^{\circ}\text{C}$ und jährlichen Niederschlagsmengen zwischen 150 und 200 mm (AWS Climatic Brief Sondrestom AB/Greenland, ETAC 1970; HÅRLØV et al. 1980, vergl. auch DIJKMANS 1989). Aufgrund der geringen Niederschläge sind Zwergstrauchtundren nur an besser durchfeuchteten Nordhängen zu finden. Ansonsten sind steppenartige Grasheiden verbreitet. Heftige Fallwinde trocknen das Land so stark aus, daß die periglazialen Seen vielfach keinen Abfluß besitzen und manchmal deutlich erhöhte Salzgehalte aufweisen. Die Nordufer der großen Sanderflächen werden von ausgedehnten Dünenfeldern begleitet. Die Tierwelt, die ihre Nahrung vor allem in den Grasheiden findet, hat ein arktisches Gepräge — mit Schneehasen, Schneehühnern, Polarfüchsen, Karibus, Moschusochsen und vielen anderen (MINISTERIET FOR GRØNLAND 1980).

Der Untergrund besteht aus präkambrischen (archaischen) Intrusivkomplexen — vor allem Quarzsyeniten mit mafischen Restiten — die von großen Lamprophyrgängen durchschlagen werden (GRØNLANDS GEOL. UNDERS. 1971; BRIDGWATER et al. 1976). An einigen Stellen finden sich Ultrabasite als Restbestände in den sauren Intrusiven. Dieses Grundgebirge ist großflächig mit teilweise mächtigen quartären Ablagerungen — vor allem Moränen und glazifluvialen Ablagerungen — bedeckt (GRØNLANDS GEOL. UNDERS. 1974).

Das eisfreie Gebiet — zwischen dem Eisrand bei Søndre Strømfjord und der Küste bei Holsteinsborg (grönländisch Sisimiut) im mittleren Westgrönland — ist eines der quartärgeologisch und geographisch am besten untersuchten Gebiete Grönlands. Die systematische Erforschung begann hier schon in den zwanziger Jahren unseres Jahrhunderts (HOBBS 1931; BELKNAP 1941). Aber erst nach dem 2. Weltkrieg wurde die Forschung intensiviert (WEIDICK 1963, 1968; HANSEN 1970; TEN BRINK 1975; STÄBLEIN 1975; DIJKMANS & TÖRNQUIST 1990 u. a.).

Große Wallsysteme zeugen vom etappenweisen Rückzug des Inlandeises (WEIDICK 1968; TEN BRINK 1975). Spuren der maximalen Ausdehnung des Inlandeises, die mehr als 10 000 Jahre alt sind, liegen auf dem

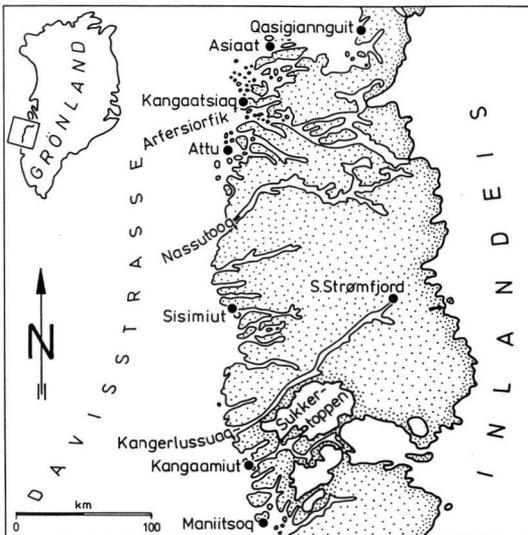


Abb. 1: Das mittlere Westgrönland zwischen der Diskobucht im N und dem Sukkertoppen-Gebiet im S. Das Arbeitsgebiet ist mit einem Pfeil markiert.

Qasigiannuit = Christianshåb, Asiaat = Egedesminde, Nassuttooq = Nordre Strømfjord, Sisimiut = Holsteinsborg, Kangerlussuaq = Søndre Strømfjord, Maniitsoq = Sukkertoppen.

Schelf vor der heutigen Küste (SOMMERHOFF 1975, 1983) bei Holsteinsborg (= Sisimiut, Abb. 1). Die heutige Position des Eisrandes wurde das erste Mal offensichtlich vor etwa 6000 Jahren erreicht und in der Folge sogar unterschritten (WEIDICK 1968; SCHOLZ & GROTTENTHALER 1988). Die minimale Ausdehnung des Eises dürfte an der Wende vom Subboreal zum Subatlantikum, vor ca. 3000 Jahren erreicht worden sein. In diese Zeit fällt auch die Hauptphase der Bildung flächendeckender äolischer Deckschichten („Löß“), die alle älteren Bildungen überdecken (SCHOLZ & GROTTENTHALER 1988; DIJKMANS 1989; DIJKMANS & TÖRNQUIST 1990). Seither sind die Gletscher nicht mehr wesentlich über den heutigen Stand hinaus vorgestoßen. Den letzten Höchststand erreichte das Eis in Westgrönland um die Jahrhundertwende. Wie die aktiven Moränen sind diese Bildungen frei von mächtigen äolischen Deckschichten.

3 Der aktuelle Eisvorstoß

Für die Untersuchungen standen Luftbilder des Geodätischen Institutes in Kopenhagen und eigene Flugaufnahmen zur Verfügung. Ein Vergleich unterschiedlich alter Aufnahmen zeigte, daß die Eiszungen südlich des Flughafens Søndre Strømfjord in den letzten Jahren stark vorgestoßen sein mußten. Der Hauptvorstoß ließ sich auf die Jahre 1983 und/oder 1984 einengen.

Als wir nach Westgrönland kamen, verblüffte die Vehemenz des Eisvorstoßes, obwohl wir ja mit dem Vorrücken des Eises gerechnet hatten. Südlich des Ørkendals war überall ein kräftiger Vorstoß erfolgt, der an manchen Stellen bis an die 250 m ausmachte und während unserer Aufenthalte in den Sommern 1986 und 1987 noch in vollem Gange war (Abb. 2). An den meisten Stellen schienen die alten Moränenwälle überfahren worden zu sein. Selbst vor den Maximalständen der Jahrhundertwende hatte der Eisrand nicht Halt gemacht (SCHOLZ & GROTTENTHALER 1988: 34). Die alten peripheren Entwässerungssysteme wurden durch die vorrückende Stirn des „Ørkendal-Gletschers“ abgedrängt und mußten sich teilweise neue Rinnen suchen — z. B. am „Umimalissuup Kunungua“ (Um. Kun.) (Abb. 3) oder am Nord-Hang des Qingartaq (Abb. 3). Außerdem hatten sich manche Eisrandstauseen verändert oder waren völlig neu entstanden, z. B. der „Nysø“ (Abb. 3). Im Sommer 1987 war das Eis an manchen Stellen nochmals um mehrere Meter vorgerückt und hatte die peripheren Entwässerungssysteme noch weiter abgedrängt. Auf der Nordseite des Ørkendals und am Russell-Gletscher waren die Veränderungen weniger dramatisch. Zwar konnte man auch hier überall einen Eisvorstoß feststellen. Doch die alten Moränenwälle, auch die der Historischen Stadien, waren hier größtenteils noch vorhanden.

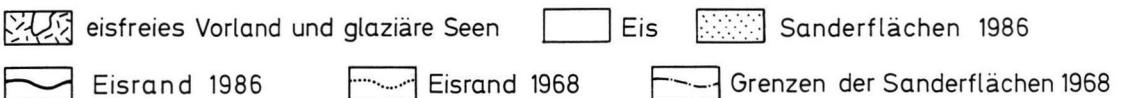
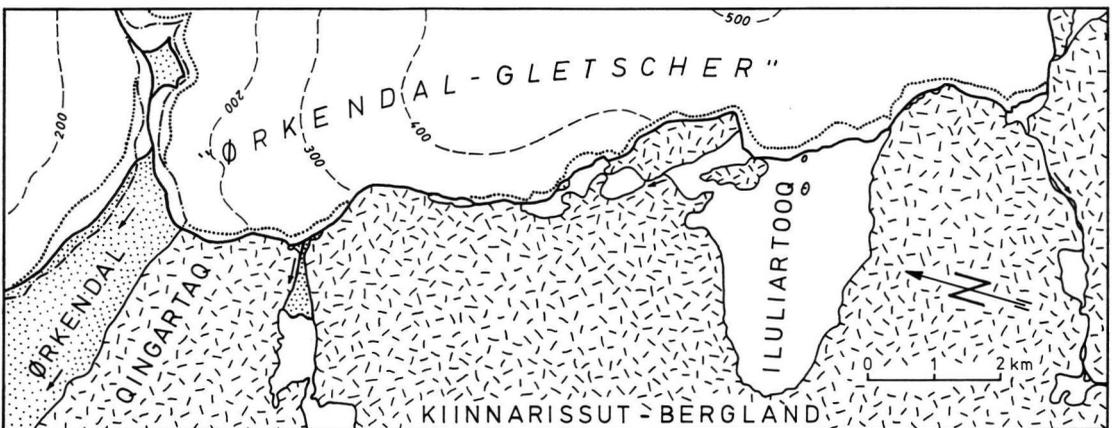


Abb. 2: Karte des Inlandeises im Arbeitsgebiet, SE von Søndre Strømfjord.

Die Eisstände von 1968 sind anhand von Luftbildern rekonstruiert, die von 1986 anhand von Luftbildern und Beobachtungen vor Ort. Der Hauptvorstoß der Gletscher scheint hier 1983 oder 1984 begonnen zu haben und ist noch in vollem Gange.

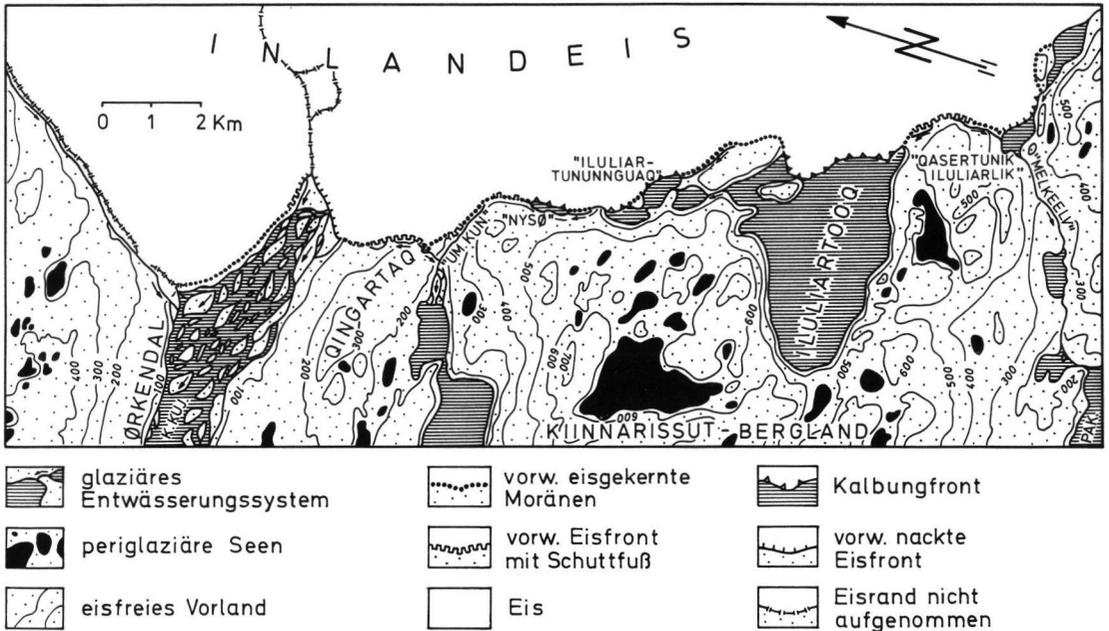


Abb. 3: Eisrand und Vorland im Arbeitsgebiet, SE' von Søndre Strømfjord; Stand von 1986.

Die Höhenlinien sind den vorhandenen topographischen Karten entnommen und durch eigene Beobachtungen korrigiert. Dargestellt sind die verschiedenen Eisrandtypen, die im Text erläutert werden. Die in Anführungszeichen stehenden Namen sind frei erfunden und nicht durch die zuständige Behörde zum allgemeinen Gebrauch freigegeben.

Sie werden in diesem Aufsatz verwendet, um eine unanschauliche Benennung, etwa mit Ziffern, zu vermeiden.

„UM. KUN.“ = „Umimallissuup“, PAK. = Pinguarssuup Alannguata Kuussua, K. KUJ. = Kuussuaq Kujalleq

Es stellt sich die Frage, warum das Eis hier auf breiter Front vorrückt, wo es doch sonst fast weltweit zurückzugehen scheint. Vorstöße von Auslaßgletschern sind in Grönland nicht ungewöhnlich. WEIDICK (1988: 7) nennt Beispiele aus Südgrönland, wo etwa der Nordgletscher bei Narssarsuaq zwischen 1960 und 1980 kräftig vorgerückt war. Ein Grund dafür mag sein, daß die Zungen des riesigen Inlandeises nicht so schnell auf kurzfristige Bilanzänderungen im Nahgebiet reagieren, wie kleinere Gletscher. Daß der Rückzug vieler Auslaßgletscher des grönländischen Inlandeises die gleichen klimatischen Ursachen hat, wie der Rückgang der kleinen Gebirgsgletscher (auch in Grönland), ist möglich, aber keineswegs sicher. Die Gletscherschwankungen könnten auch ganz unterschiedliche Ursachen haben und sich nur zufällig zeitlich decken. Ein Hinweis dafür, daß die Verhältnisse tatsächlich anders liegen könnten, sind die dokumentierbaren Vorstöße, die im vorliegenden Fall einen Eisabschnitt von mehreren Zehnerkilometern betreffen, wenn auch in unterschiedlicher Intensität. Man kann sich darüber Gedanken machen, wie träge das Inlandeis wirklich ist, ob die Klimaschwankungen, auf die einzelne Gletscherzungen heute reagieren, nicht viel weiter in der Vergangenheit zu suchen sind.

4 Der Eisrand

Das Inlandeis dürfte im Arbeitsgebiet, wenigstens im Bereich der letzten Kilometer vor dem Eisrand, temperiert sein (ERICSON 1987: 7). Die Eistemperatur liegt wohl, ähnlich wie am Russell-Gletscher, der etwa 10 km nördlich des Ørkendals liegt, bei ca. -7°C (SUGDEN et al. 1987). Das Eis besteht aus zentimetergroßen Körnern und ist am Eisrand meist ziemlich stark verschmutzt — mit Schutt, Blöcken und schluffreichem Sand durchsetzt. Außerdem finden sich hier zahlreiche, mit Schmutz imprägnierte Scherflächen, die oft so dicht liegen, daß sie dem Eis ein blättriges Aussehen geben, vor allem nahe der Gletscherbasis. Die Eislamellen zwischen den Schmutzbändern sind stellenweise nur noch ein Korn dick (SUGDEN et al. 1987). Diese Scherflächen sind gewöhnlich zum Eisrand hin schaufelförmig nach oben gebogen, können aber an der Eisbasis auch nach vorne hin abtauchen und sich zu Falten — mit eisrandparallelen Achsen — einrollen (Abb. 6). Im Kern dieser Falten, manchmal aber auch entlang einer Scherfläche direkt von relativ schmutzarmem Eis überlagert, findet sich eine bis zu 2 oder gar 3 m mächtige Lage von gefrorenem Gesteinsschutt („interne Moräne“, Abb. 6), die teilweise

parallel zu den Scherflächen zum Inneren des Eises hin abzutauchen scheint, sich manchmal aber auch parallel zu den gefalteten Scherflächen einrollt.

Das grobe, mit Sand und Schluff durchsetzte Blockwerk, das aus dem Eis apert, enthält ausschließlich kristalline Gesteinsfragmente. Der größte Teil besteht aus bräunlichen und rötlichen Quarzsyeniten (64 %), daneben sind auch feinkörnige saure Biotit- und Hornblende-Gneise (28,5 %) und teilweise Granatführende Amphibolite (6 %) häufig. Der Rest besteht aus Gangquarzen, Pegmatoiden und Ultrabasiten (1,5 %).

Der Eisrand im Arbeitsgebiet ist ganz unterschiedlich ausgebildet. Vor allem auf der Nord-Seite des Ørkendals sind dem Eisrand Moränenwälle vorgelegt. Südlich des Ørkendals grenzt das Eis vielfach unmittelbar an das Vorland, das eine weitgehend geschlossene Pflanzendecke trägt. Die meist steile Eisfront ist fast immer durch einen dünnen Schuttmantel verhüllt. Wo das Eis an größere Seen grenzt, ist oft eine senkrechte Kalbungsfront entwickelt.

An vielen Stellen des Eisrandes entstehen Schmelzwasserablagerungen. Wo eine periphere Rinne fehlt, vermitteln blockige, kiesige oder sandige Schwemmflächen zwischen Schuttfuß und Vorland, etwa am Qingartaq (Abb. 3). Zwischen dem Eisrand und dem von Vegetation bedeckten Vorland entstehen nicht selten kleine Sanderflächen aus Kiesen oder Sanden (Abb. 4A). Sie scheinen oft schmale Seen als Vorläufer zu haben, die jedoch bald wieder durch Sedimente der peripheren Entwässerungssysteme aufgeführt werden — wie ein kleiner See zwischen „Iluliartununguaq“ und „Nysø“ (Abb. 3). Durch das momentane Vorrücken der Gletscher im Untersuchungsgebiet, und die damit verbundenen raschen Veränderungen am Eisrand, sind hier mächtigere glazifluviale Ablagerungen im Augenblick eher unterrepräsentiert.

An drei Stellen des Arbeitsgebietes gelingt es den Schmelzwässern, den Eisrand zu verlassen. Aber nur zwei dieser Schmelzwasserzuflüsse erweitern sich zu Sandern: der Kuussuaq Kujalleq (K. Kuj.) (Abb. 3) im Ørkendal und der „Umimmalissuup Kunungua“ (Um. Kun.) (Abb. 3). Am „Melkeelv“ hingegen ist wohl das Gefälle zu hoch und zudem das Schmelzwasser im „Qasertunik Iluliarlik“ (Abb. 3) vorgeklärt, so daß keine aktive Sanderfläche vorhanden ist.

4.1 Kalbungsfront

An mehreren Stellen des Arbeitsgebietes grenzt das Eis direkt an Eisrandstauseen. Der größte ist der Iluliartoq, mit einer etwa 2 km breiten, senkrechten

Kalbungsfront an seinem E-Ende. Sie lag noch 1981 mehr als 150 m von einer im NE-Teil des Sees liegenden Insel entfernt, ist spätestens seit 1985 an einer Seite auf die Insel aufgefahren (Abb. 3). Stark verschmutztes, basales Eis ist nur im nördlichen Drittel der Kalbungsfront sichtbar, wo der Gletscher auf einer Untiefe zu liegen scheint. Die Kalbungsaktivität ist den größten Teil der Zeit über recht schwach. Dann ist der See oft mehrere Tage lang — bis auf die Buchten im Norden — fast völlig frei von Eisbergen. Innerhalb von wenigen Stunden kann das Eis große Mengen von Eisbergen produzieren, die den See für einige Tage nahezu völlig bedecken. Der Größe der Eisberge (mehrere Dekameter) nach zu urteilen muß der Süden und Westen des Seebeckens recht tief sein.

Kleiner, aber grundsätzlich ähnlich ausgebildet, sind die Kalbungsfronten der im Norden anschließenden Seen („Iluliartununguaq“ und „Nysø“, Abb. 3). Einen anderen Typ zeigt hingegen der ganz im Süden liegende, offenbar recht seichte See „Qasertunik Iluliarlik“ (Abb. 3). Hier taucht die von Obermoräne verhüllte Eisoberfläche ganz flach unter den Seespiegel. Trotz des geringen Eisgefälles ist die Eisfront auch hier progressiv, wie aus der Auswertung von Flugaufnahmen oder der direkten Beobachtung abgedrängter peripherer Schmelzwasserrinnen geschlossen werden kann.

4.2 Nackte Eisfront

An einigen Stellen zwischen Ørkendal und „Qasertunik Iluliarlik“ (Abb. 3) grenzt das nackte Eis direkt an die Vegetation des Vorlandes. Die basalen Teile des Eises sind immer schmutzig und von Scherflächen, dünnen Geröllhorizonten und einzelnen Blöcken durchsetzt. Da der Eisrand fast überall sehr steil aufsteigt, ist es nicht ratsam, zu nahe heranzugehen. Es fallen immer wieder große Brocken auf die Vegetationsdecke, die hier mit Blöcken überstreut ist.

Dort wo die Grenze Vegetation / Eis nicht durch heruntergefallene Steine verhüllt ist, sind Strukturen zu beobachten (vor allem am Qingartaq), die hier als „Vegetationswalzen“ bezeichnet werden sollen (Abb. 4). Es handelt sich um parallel zum Eisrand orientierte, dicht mit Vegetation bedeckte, walzenförmige Gebilde, die in einer Länge von mehr als 100 m den Eisrand begleiten können. Sie sind nichts anderes, als die Vegetationsdecke, die vom Eis mitsamt einigen Dezimetern Boden vom Untergrund abgeschoben und wie ein Teppich aufgerollt wird. Dabei entstehen manchmal auch mehrere, zum Eisrand hin aufsteigend übereinandergestapelte Vegetationswalzen (Abb. 4/C), deren Scheitel zum Vorland hin konvex gebogen sind. Das Aufrollen dieser Vegetations-

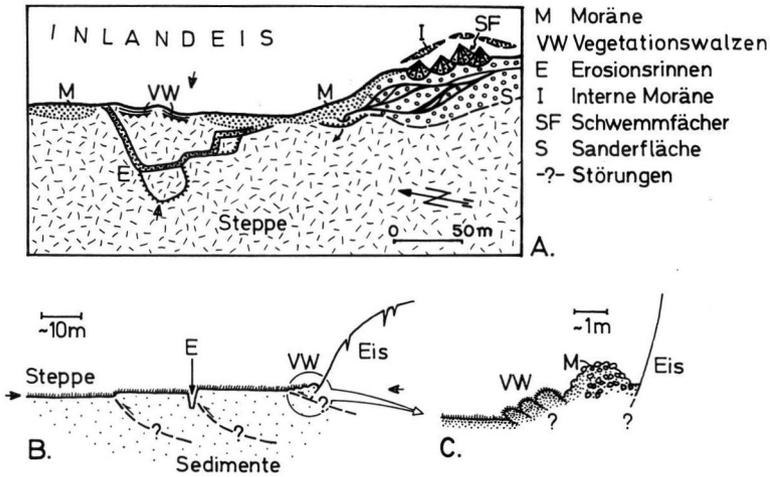


Abb. 4: Verschiedene Erscheinungen am Rand des Inlandeises am Qingartaq.

A. Kärtchen des Eisrandes am Qingartaq, Stand 1987. Das Gelände fällt sanft zum Eisrand hin und nach Norden ab. Der durch den Eisschub zerbrochene Permafrost des Vorlandes ist wasserwegsam geworden. Das Schmelzwasser verschwindet in Tunnelsystemen oder hat entlang von Rissen tiefe Erosionsschluchten geschaffen.

B. Hypothetisches Profil durch den Eisrand im N'en Drittel des Kärtchens. Das Eis ist auf der Permafrosttafel festgefroren. Durch die Schubspannung reißen Scherflächen im gefrorenen Untergrund auf, die wasserwegsam sind und mit der Zeit zu Erosionsschluchten erweitert werden.

C. Detail aus B. mit Vegetationswalzen und kleiner Stauchmoräne.

walzen geht so schnell, daß blühende Pflanzen (*Cerastium alpinum*) in die Zwickel zwischen den Walzen hineingezogen werden und aus Lichtmangel absterben. Die stürmische Deformation des Bodens führt zu zahlreichen, weit klaffenden Rissen, die parallel und senkrecht zu den Walzenscheiteln aufreißen.

Es ist zu vermuten, daß die Vegetation samt Boden von der Permafrosttafel — mitunter auch einmal vom Felsuntergrund — abgeschürft wird. Liegen mehrere Walzen hintereinander, bestehen die eisrandnäheren aus Fließerden oder aus alten Grundmoränen (Abb. 4/C). Im proximalen Bereich der allochthonen Walzenstapel scheinen also die tiefsten Teile der Bodenprofile an die Oberfläche transportiert zu werden — ähnlich wie es auch bei tektonischen Deckenstapeln zu beobachten ist. So hatten sich 1987 an manchen Stellen aus den Vegetationswalzen von 1986 mehrere Meter hohe Stauchmoränen entwickelt, die weitgehend aus aufgestauchten älteren Grundmoränen, durchmischt mit solifluidal umgelagertem, äolischen Material zu bestehen scheinen (RABASSA et al. 1979).

Es gibt offenbar aber auch Fälle, wo Teile des gefrorenen Untergrundes selbst mitgeschleppt werden. So fand sich 1986 an einer Stelle, unweit der ein

Schmelzwasserbach mit einem Wasserfall unter der nackten Eisfront verschwand, ein sandiges, mit organischen Resten durchsetztes, bräunliches, gefrorenes Sedimentpaket, das nach oben hin mit scharfem Kontakt an schmutziggraues Eis grenzte (Abb. 5/B). Dieses Material enthielt Ästchen und Wurzeln von Zwergsträuchern, war deutlich gebändert und vom Aussehen her nicht von Ablagerungen zu unterscheiden, die etwas weiter im Norden, an der Wand einer frischen Erosionsrinne, angeschnitten waren. Es handelt sich hier um akkumulierte, gebänderte Solifluktsdecken, die im wesentlichen aus umgelagerten „Lössen“ bestehen (Abb. 5/A). Offensichtlich schleppt das vorrückende Eis an seiner Basis Permafrostschollen mit, die aus dem überfahrenen Untergrund stammen.

Noch eigenartiger sind Phänomene, die im Bereich der oben erwähnten Erosionsschluchten zu beobachten waren. Hier floß ein vom vorrückenden Eis abgedrängter Schmelzwasserbach zunächst noch über die intakte Vegetationsdecke. Ein Stück bachabwärts folgte ein Wasserfall, an dem der Bach etwa 4 m tief in eine frische Erosionsschlucht stürzte, die er in den gefrorenen Untergrund gegraben hatte. Der Wasserfall wurde während der ersten 3 Wochen durch rückschreitende Erosion um etwa 15 m nach Südsüdosten

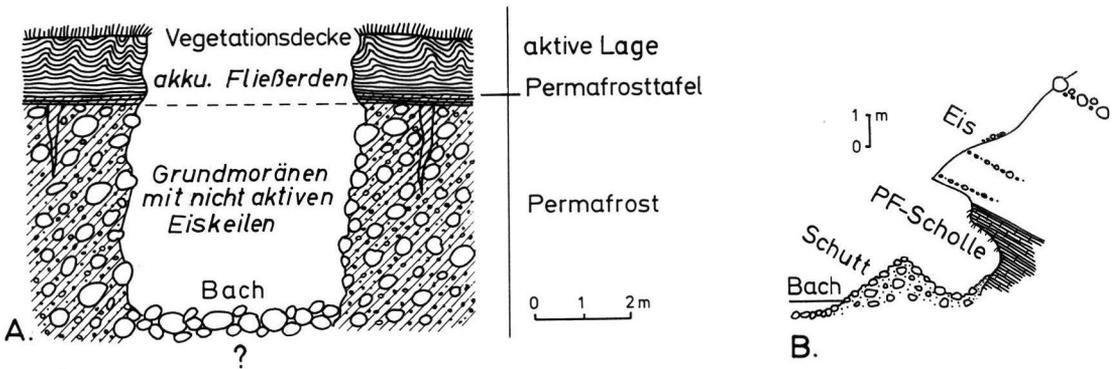


Abb. 5: Halbmaßstäbliche Skizzen von Aufschlüssen am Qingartaq.

A. Schnitt durch eine frische Erosionsrinne, die von Schmelzwässern, vermutlich entlang von Störungen im Permafrost, in alte Grundmoränen eingesägt worden ist. Diese sind von einer mächtigen Lage aus gebänderten, kryptorbat gestörten Fließerden bedeckt, die ganz aus umgelagerten äolischen Ablagerungen besteht.

B. Permafrostscholle aus gefrorenen, mit organischem Material durchsetzten Fließerden (wie bei A.), die an der Basis des Eises festgefroren und hochgeschleppt worden ist. Das Eis ist schmutzig grau, die Permafrost-Scholle von bräunlicher Farbe.

verlegt. Im Bachbett der meterbreiten Schlucht lagen ausgespülte Moränenblöcke und heruntergebrochene Grassoden. Das freigelegte Profil (Abb. 5/A) bestand in der ganzen Schlucht aus 1—3 m mächtigen, gebänderten, sandig-schluffigen Fließerden des oben beschriebenen Typs, von da an bis zum Boden der Schlucht — die ganz im Nordwesten mehr als 6 m tief war — aus tiefgefrorenen alten Grundmoränen. Die Permafrosttafel war im unteren Drittel der hier akkumulierten Fließerden sichtbar (Abb. 5/A). Geschiebematerial und der tiefere Teil der Fließerden waren von zahlreichen, mehrere Meter tief in den Untergrund hinunterreichenden, im oberen Teil bis zu 40 cm breiten Eiskeilen durchsetzt. Sie waren offensichtlich nicht mehr in Bildung. Unterhalb des Wasserfalls gabelte sich die Schlucht. Während die Hauptschlucht einige Dekameter geradeaus weiterlief, zweigte in spitzem Winkel ein schmaler, aber genauso tiefer Seitenast ab. Diese Schlucht verengte sich bald zu einer kaum 1/2 m breiten, gleichwohl 4—6 m tiefen Klamm, über der streckenweise die Vegetationsdecke mit den nicht gefrorenen Teilen der Fließerden noch erhalten waren. So floß der Bach über Strecken durch einen Tunnel, der schwerlich durch Erosion von oben her entstanden sein konnte.

Bachwärts vereinigten sich die beiden Schmelzwasserläufe wieder, um kurz dahinter — vom Eisrand durch einen intakten Vegetationsstreifen von etwa 40 m Breite getrennt — in einem horizontalen Spalt in Richtung Eis zu verschwinden. Das Dach des Spaltes wurde von dem oben beschriebenen, gefrorenen Geschiebematerial gebildet, der Boden bestand aus aus-

gespülten Moränenblöcken. Das Schmelzwasser blieb von da an verschwunden und kam erst etwa 500 m weiter im Norden, auf der Sanderfläche des Ørkendals, wieder zum Vorschein — angereichert mit organischem Material.

Die hier geschilderten Verhältnisse sind schwierig zu erklären. Die Entstehung eines Erosionstunnels im Boden — unter der intakten Pflanzendecke — setzt die Existenz von Hohlräumen voraus, die das Schmelzwasser benutzen und erweitern konnte. Der Permafrost ("wet frozen ground") ist aber normalerweise nicht wasserwegsam. Nachdem das hier unter Fließerden verborgene, inaktive Eiskeilnetz keine offenen Spalten besitzt, kommt es gleichfalls nicht als Wasserleiter in Frage. Vorstellbar wäre, daß das von Osten herandrängende Eis den Permafrost so beansprucht hat, daß hier, vielleicht entlang schaufelförmiger Scherflächen, wasserwegsame Spalten entstanden sind (Abb. 4/B). Für einen direkten Zusammenhang zwischen Wasserwegsamkeit des Permafrostes und dem vorstoßenden Eisrand spricht die direkte hydraulische Verbindung zwischen diesem Tunnelsystem und dem Gletscher.

1987 war das oben geschilderte Gebiet gänzlich unter dem Eis verschwunden. Dafür waren an zwei weiteren Stellen des gleichen Eisrandabschnittes ähnliche Verhältnisse neu entstanden (vgl. Abb. 4/A). Hier verschwand jetzt sogar ein Schmelzwasserbach in einem Tunnelsystem im Permafrost und floß zunächst in westlicher Richtung vom Eis weg, um weiter unten — beladen mit organischem Material — wieder unter

dem Eis hervorzukommen. An zwei Stellen waren artesische Quellen inmitten der Vegetation des Vorlandes entstanden — mehrere Dekameter vom Eis entfernt — die einige l/sec Schmelzwasser förderten. Es gibt also keinen Zweifel: durch das vorrückende Eis im gefrorenen Untergrund des Vorlandes aufreißende Spalten kommunizieren stellenweise hydraulisch mit dem Gletscher selbst.

4.3 Eisfront mit Schuttfuß

Der oben geschilderte Typ einer nackten Eisfront ist nur auf relativ kurzen Abschnitten des Eisrandes entwickelt. Auf den weitaus größten Strecken ist die steile Front des Eises von einem Schuttmantel verhüllt, über den viele Bäche stürzen und zahlreiche kleine Schwemmfächer ins Vorland schütten. Immer wieder beginnt wassergesättigtes, von Sand und Schluff durchsetztes Geschiebmaterial in kleinen Muren den Hang hinunterzukriechen und reißt dabei nicht selten größere Blöcke mit (DIABLO & SHILTS 1979).

Ist dieser Schuttfuß klein, scheint sich hinter diesem oft nur ein Eisrand des oben geschilderten Typs zu

verbergen. Auf weite Strecken indes sind die Verhältnisse komplizierter. An geeigneten Stellen ist hier zu sehen, daß die Eisfront unter dem Schuttmantel aus zwei Stockwerken besteht: einem höheren, das ebenso wie das oben geschilderte, aus nach unten hin zunehmend schmutziger werdenden Eis besteht, in dem Scherflächen, einzelne Geschiebe, Schmutzbänder und dünne Geröllhorizonte zu beobachten sind (KNIGHT et al. 1986). Nach unten folgt, mit scharfer Grenze, ein mehrere Meter mächtiger Horizont aus dunklem, hart gefrorenem Geschiebmaterial, das nach unten hin — meist wieder scharf begrenzt, von stark verschmutztem Eis (wie oben) abgelöst wird. Dieses Eis ist in seinen tieferen Teilen immer völlig im Schutt ertrunken (Abb. 6/B). Das obere, an steilen Stellen oft von Serracs zerrissene Gletscherstockwerk ragt in breiter Front oft mehrere Meter balkonartig über das darunterliegende Eisstockwerk vor. An der Grenze zwischen beiden sind zahlreiche Wasserausstritte zu beobachten.

Für diese Doppelstöckigkeit der Eisfront gibt es mehrere Erklärungsmöglichkeiten, von denen aufgrund der Beobachtungen vom Sommer 1986 die folgende am pausibelsten schien: Bei dem tieferen Stockwerk

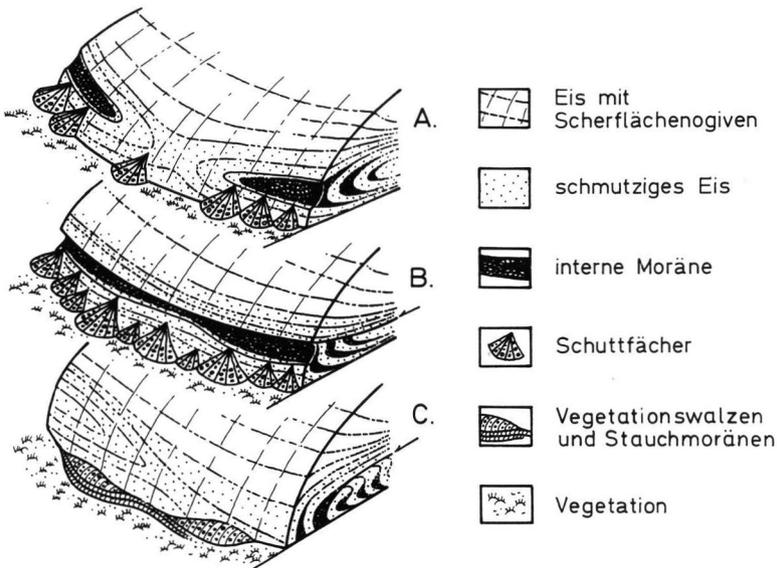


Abb. 6: Blockbilder verschiedener Eisrandtypen in Westgrönland, als verschiedene Entwicklungsstadien des gleichen vorrückenden Eisrandes gedeutet, dessen Stirn sich durch Festfrieren am Permafrost des überfahrenen Vorlandes einrollt. In den Scheitelbereichen der liegenden Falten an der Eisbasis reichert sich schluffig-sandiges Geschiebmaterial an.

A. Ausgangssituation. Durch Ablation ist die nackte Eisfront teilweise aufgebrochen und es entwickelt sich ein Schuttfuß.

B. Eisrand mit Schuttfuß. Das höhere Eisstockwerk beginnt sich über das tiefere zu schieben.

C. Die liegenden Eispartien sind ganz überfahren. Das Eis setzt auf dem Untergrund auf und erzeugt Vegetationswalzen und Stauchmoränen. Es friert wieder an der Permafrosttafel an, rollt sich ein und der Prozeß beginnt von Neuem.

sollte es sich um überfahrenes Toteis von eisgekern-ten, älteren Moränen handeln. Dieses Toteis müßte beim aktuellen Eisvorstoß aber teilweise reaktiviert und mitgeschleppt werden, denn manchmal sind auch unmittelbar vor dem Schuttfuß Erdstauchwälle des oben geschilderten Typs entwickelt. Tatsächlich kann man etwa am Eisrand, der vom Oberlauf des „Umimallissuup Kunungua“ begleitet wird, in westnordwestlicher Richtung einen fließenden Übergang von eisgekern-ten Wällen zu der eben geschilderten Eisfront beobachten. Dort wo das Toteis schließlich doch überfahren worden ist und zurückbleibt, liegt dann das Eis des höheren Stockwerkes direkt auf dem Vorland auf. Am Beispiel der Eisfront zwischen Ørkendal und „Umimallissuup Kunungua“ kann direkt gezeigt werden, daß dieses untere Stockwerke sich tatsächlich bewegt haben muß. Auf den Aufnahmen von 1968 lag der von Schutt überdeckte Eisrand noch auf der östlichen Seite eines Tälchens, das in nordnordwestlicher Richtung zum Ørkendal hin entwässert. Der Gegenhang dieses Tälchens war damals bewachsen. Der heutige Eisrand aber liegt ganz auf der westlichen Talseite; von einem Tälchen ist nichts mehr zu sehen.

Die gefrorene Moränenlage zwischen den beiden Eisstockwerken sollte demnach im einfachsten Fall nichts anderes als die Grundmoräne des aktiven Gletschers sein — teilweise vielleicht auch überfahrene Obermoräne des liegenden Toteises. Beim weiteren Vorrücken des Eises hätte demnach der Anteil der nackten Eisfront am Eisrand zunehmen müssen, da immer größere Abschnitte der eisgekern-ten Moränen völlig überfahren worden sein sollten. Das Gegenteil aber war im Sommer 1987 zu beobachten. An einigen Stellen des Eisrandes war im Inneren einer durch erosive Vorgänge aufgebrochenen nackten Eisfront interne Moränen sichtbar geworden. Günstige Aufschlußverhältnisse an Spalten im Eis zeigten, daß die Scherflächen in den basisnahen, verschmutzten Bereichen des vorrückenden Eises zu liegenden Falten deformiert worden waren, mit parallel zum Eisrand orientierten Faltenachsen (GRIPP 1979). In ihren Scheitelregionen war schluffiges Moränenmaterial angereichert (Abb. 6/A). Es war klar zu sehen, daß benachbarte Abschnitte der Eisfront, an denen ein Schuttfuß entwickelt war, interne Geschiebehorizonte enthielten, die nichts anderes waren, als die aufgebrochenen, mit Geschiebematerial imprägnierten Scheitel solcher liegender Falten (Abb. 6/A). Es hat also den Anschein, daß die Eisfront beim Vorrücken — vermutlich durch Festfrieren an der Permafrosttafel — gezwungen wird, sich einzurollen. Entlang von Scherflächen scheinen die hangenden Eispartien nicht selten dabei zu sein, diese basalen Faltenstrukturen wieder zu überfahren — vielleicht um sich anschließend, wenn sie wieder das Vorland erreicht

haben, neuerdings an der Vorderfront einzurollen (Abb. 6/C).

An zwei Stellen war hier — auf einigen Dekametern entlang des Eisrandes — zwischen dem internen Geschiebehorizont und dem oberen Eisstockwerk ein 1—2 m mächtiger bräunlicher Horizont eingeschaltet, der wohl, wie oben geschildert, nichts anderes als eine mitgeschleppte Permafrostscholle war. Dies beweist, daß tatsächlich mit einem Überfahren des basalen Eises durch höhere Eisstockwerke zu rechnen ist.

4.4 Moränenwälle

An vielen Stellen — vor allem im Vorfeld des 10 km nördlich des Ørkendals liegenden Russell-Gletschers oder der Eiszunge, die im Norden an das Ørkendal grenzt (Abb. 3) — sind dem steilen Eisrand vegetationslose Moränenwälle vorgelagert, die gegen das Eis durch deutliche Depressionen abgesetzt sind.

Nur ganz selten sind ein paar Individuen von Pionierpflanzen zu entdecken, wie Büschel von Süß- oder Sauergräsern, Schachtelhalme (*Equisetum arvense*) oder ein Mohn (*Papaver radicum*). Anders als bei den hier nur an wenigen Stellen erhaltenen Wällen, die um die Jahrhundertwende entstanden sind, fehlen Zwergsträucher fast ganz. Zudem sind die Blöcke ohne jeden Flechtenbewuchs. Sie sollten demnach kaum älter als wenige Jahrzehnte sein (BESCHEL 1950). Die Wälle erreichen Höhen von wenigen Metern bis mehreren Zehnermetern (eisgekern-ten Moräne südsüdöstlich „Nysø“, Abb. 3) und weisen Hangneigungen von meist 30 bis 40° auf. Die Wallfirste sind manchmal schmal und scharf; vor allem große Wälle aber auch breitere Rücken zeigen indes ein unruhiges Feinrelief (GOLDTHWAIT 1951).

Während vor allem die größeren Wälle durchwegs eisgekern-ten zu sein scheinen (TEN BRINK 1975), sind die kleineren unter Umständen teilweise ohne Eiskern. In der Nähe des Firstes ist das schwärzliche, stark verschmutzte Eis nicht selten entlang von Erosionsrinnen freigespült. Die starke Durchfeuchtung des Lockermaterials von unten her führt an solchen Stellen zum Abgang von größeren Muren, die manchmal mehrere Zehnermeter weit über den Hangfuß hinaus in das von Vegetation bedeckte Vorland vorstoßen können (eisgekern-ten Moräne nördlich des „Umimallissuup Kunungua“, Abb. 3). Stellenweise sind seitliche Übergänge von sichtlich eisgekern-ten in scheinbar eiskernlose Wälle beobachten (Wälle am Oberlauf des „Umimallissuup Kunungua“, Abb. 3). Am Fuß dieser Wälle ist das Eis meist nicht mehr zu ergraben. Gleichwohl scheint es auch hier oft noch vorhanden zu sein, da sich auch manchmal im Vorfeld solcher Moränenwälle wiederum Vegetationswalzen finden

(z. B. eisgerante Moräne nördlich des „Umimma-lissuup Kunungua“). Während es deshalb manchmal den Anschein hat, als ob die Wälle nichts anderes seien, als das durch Obermoräne vor der Sonneneinstrahlung geschützte Stirnende der Gletscher, erweist sich ihr Eigenleben an den Stellen, wo sie von vorrückendem Eis sichtbar überfahren werden. Dabei gerät offensichtlich Obermoränenmaterial zwischen das Toteis der Wälle und die Basis des vorrückenden Gletschers, was stellenweise gleichfalls zur Ausbildung der oben beschriebenen, mächtigen, internen Geschiebehorizonte führen könnte. Bei einem erneut einsetzenden Eistrückzug, der zu einem Abschmelzen der Eiskerne führen würde, bliebe — vor allem von den sehr großen Wällen — wohl kaum etwas übrig, was einem Wall gleicht. Darauf hat schon ERICSON (1987) hingewiesen.

5 Ergebnisse und Ausblicke

Vorstöße einzelner Auslaßgletscher, die nach einigen Jahren wieder zum Stillstand kommen, sind aus Südgrönland bekannt (WEIDICK 1988). Ob das Vorrücken der Gletscher ab Mitte der 80er Jahre, das in der Umgebung des Ørkendals auf einer Breite von mehreren Zehnerkilometern zu beobachten ist, ebenfalls bald zum Stillstand kommt, oder sich weiter fortsetzt, kann nicht gesagt werden. Interessant wäre es, diesen Abschnitt des Eisrandes in Zukunft weiterhin im Auge zu behalten.

Die geschilderten Verhältnisse am Rande des Inlandeises im mittleren Westgrönland sind vor allem deshalb interessant, weil hier, nach einer langen Periode des Eistrückzuges, zum ersten Mal wieder ein Vorstoß beobachtet werden kann. Da der Eisrand in diesem Teil Grönlands in mancher Hinsicht mit den hochglazialen Eisrändern Mitteleuropas vergleichbar ist (SCHOLZ 1984, 1986), verdienen die hier beobachtbaren Vorgänge besonderes Interesse. Man kann lernen, was bei einem solchen Eisvorstoß passiert — angefangen von erosiven Prozessen beim Abdrängen der peripheren Rinnen, dem Zerbrechen des Permafrostes durch Anfrieren an die Basis des vorrückenden Gletschers, bis hin zu akkumulativen Vorgängen, die zur Bildung von Sedimenten führen, die reich an organischem Material sind.

Es gilt, etwa die eiszeitlichen, glazifluvialen „Vorstoßschotter“ des Alpenvorlandes mit geschärftem Blick neu zu untersuchen. In Sanden echter Vorstoßbildungen sollten hohe Gehalte an organischer Substanz nachweisbar sein, wenn es sich wirklich um Bildungen aus einer Vorrückungsphase des Eises handeln. Paläoböden in glazigenen Ablagerungen, denen eine große Bedeutung in der Quartärstratigraphie beigemessen wird, müssen nicht in allen Fällen in situ entstandene

Verwitterungsdecken sein. Mitunter käme auch eine Deutung als Permafrostschollen in Frage, die vom vorstoßenden Eis mitgeschleppt und in glazigenen Ablagerungen integriert worden sein könnten.

6 Schriftenverzeichnis

- BELKNAP, R. L. (1941): Physiographic Studies in the Holsteinsborg District of Southern Greenland. — University of Michigan Studies, Scientific Series 4, Reports upon the Greenland Expeditions of the University of Michigan (1926—1933), Part 2: 200—255; Norwood.
- BESCHEL, R. B. (1950): Flechten als Altersmaßstab rezenter Moränen. — Z. Gletscherk. u. Glazialgeol., 1: 152—162; Innsbruck.
- BRIDGWATER, D. & KETO, L., MCGREGOR, U. R. & MYERS, J. S. (1976): Archaean gneiss complex of Greenland. — In: ESCHER, A. & WATT, W. S. (Ed.) (1976): Geology of Greenland: 18—75; Kopenhagen (GGU).
- DIABLO, R. N. W. & SHILTS, W. W. (1979): Composition and dispersal of debris by modern glaciers, Bylot Island, Canada. — In: SCHLÜTER, C. (Ed.) (1979): Moraines and Varves: 145—155; Rotterdam (Balkema).
- DIJKMANS, J. W. A. (1989): Frost Wedges in an eolian sand sheet near Søndre Strømfjord, W. Greenland and their paleoenvironmental implications. — Z. Geomorph. N.F., 33: 339—353; Berlin.
- & TÖRNQUIST, T. E. (1990): Modern periglacial eolian deposits and Landforms in the Søndre Strømfjord area, West Greenland, and their paleoenvironmental implications. — In: DIJKMANS, J. W. A. (1990): Aspects of geomorphology and thermoluminescence dating of cold-climate eolian sands, Diss. Rijksuniversiteit Utrecht: 67—112; Utrecht.
- ERICSON, K. I. (1987): Environment and processes of till-like sediments at the margin of Russell's glacier, near Søndre Strømfjord, West Greenland. — Report of Kvastärgeologiska Institutionen, 9: 1—40; Stockholm.
- FUNK, H. (1988): Erläuterungen zur geologisch-morphologischen Karte und zur pflanzensoziologischen Karte M 1:20 000 des Gebietes östlich von Søndre Strømfjord, Westgrönland, und geologische und sedimentologische Untersuchungen auf der Sanderfläche im Vorfeld des Russell-Gletschers, West-Grönland. — Dipl.-Arb. TU München: 194 p.; Garching (unveröff.).
- GEODAETISK INSTITUT (1977): Topografisk kort over Grønland 1:250 000, 66 V. 2 Søndre Strømfjord Øst; Kopenhagen.
- GOLDTHWAIT, R. P. (1951): Development of End Moraines in East-Central Baffin Island. — Jour. Geol., 59: (6): 567—577; Chicago.
- GRIPP, K. (1979): Glazigene Press-Schuppen, frontal und lateral. — In: SCHLÜCHTER, C. (Ed.) (1979): Moraines and Varves: 157—166; Rotterdam (Balkema).

- GRØNLANDS GEOLOGISKE UNDERSØGELSE (1971): *Geologisk Kort over Grønland, Søndre Strømfjord* — Nûgssuaq, 1:500 000; Kopenhagen.
- (1974): *Kvartaergeologisk Kort over Grønland, Søndre Strømfjord* — Nûgssuaq, 1:500 000; Kopenhagen.
- HANSEN, K. (1970): *Geological and Geographical Investigations in Kong Frederik IX' Land*. — *Meddr Grønland*, **188** (4), 78 p.; Kopenhagen.
- HOBBS, W. (1931): *Loess, Pebble Beds and Boulders from Glacial Outwash of the Greenland Continental Glacier*. — In: KING, C. A. M., (Ed.) (1976): *Periglacial Processes, Benchmark Papers in Geology*, **27**: 372—376; Stroudsburg (Dowden, Hutchinsonson & Ross).
- KNIGHT, P. G. (1987): *The origin of debris in large moraine ridges in Western Greenland (abstr.)*. — In: *12th Congress of the International Union for the Quaternary Research, programme and abstracts*: 102; Ottawa.
- (1989): *Stacking of basal debris layers without bulk freezing-on, isotopic evidence from West Greenland*. — *Journal of Glaciology*, **35** (120): 214—216; London.
- KNIGHT, P., RUSSELL, A. & FRIEZ, J. (1986): *Preliminary Report on Greenland Expedition UG/51/86 Søndre Strømfjord, Autumn 1986*. — Aberdeen (unveröff.).
- MINISTERIET FOR GRØNLAND ed. (1980): *Holsteinsborg, Sisimiut kommune, natur- og kulturforhold*. — 88 p.; Kopenhagen.
- RABASSA, S. R. & SUÁREZ, J. (1979): *Rate of formation and sedimentology of (1976—1978) push-moraines, Trias Glacier, Mount Tronador (11° 10' S; 71° 53' W), Argentina*. — In: SCHLÜCHTER, CH. ed. (1979): *Moraines and Varves*; 65—79; Rotterdam (Balkema).
- SCHOLZ, H. (1984): *Westgrönland — ein lebendiges Modell für die Eiszeit im Alpenvorland*. — *Natur u. Museum*, **114** (4): 89—103; Frankfurt a. M.
- (1986): *Das Allgäu im Hochglazial — Grönland heute: ein Vergleich*. — *Ber. Naturwiss. Ver. Schwaben*, **90** (1): 1—26; Augsburg.
- , GILCK, H. & GROTTENTHALER, W. (1987): *Beiträge zur Geologie und Botanik der eisrandnahen Gebiete in der Umgebung des Ørkendals westlich von Søndre Strømfjord (Westgrönland)*. — *DFG-Abschlußbericht II C 6 — Scho 277/2-1*: 88 p.; Garching (unveröff.).
- & GROTTENTHALER, W. (1988): *Beiträge zur jungholozänen Deglaziationsgeschichte Westgrönlands*. — *Polarforschung*, **58** (1): 25—40; Münster.
- SCHREINER, B. (1988): *Geologische, botanische und sedimentologische Untersuchungen am Rande des Inlandeises östlich von Søndre Strømfjord, Westgrönland*. — *Dipl.-Arb. TU München*: 157 p.; Garching (unveröff.).
- SEDIMENTARY PETROLOGY SEMINAR (1965): *Gravel fabric in Wolf Run*. — *Sedimentology*, **4**: 273—283; Amsterdam.
- SHAW, J. (1985): *Subglacial and Ice Marginal Environments*. — In: ASHLEY, G. M., SHAW, J. & SMITH, N. D. ed. (1985), *Glacial Sedimentary Environments, SEPM Short Course*, **16**: 7—76; Tulsa.
- SOMMERHOFF, G. (1979): *Submarine glazial übertiefte Täler vor Südgrönland*. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **29**: 201—213; Hannover.
- (1983): *Untersuchungen zur Geomorphologie des Meeresbodens in der Labrador- und Irmingersee*. — *Münchner Geogr. Abh.*, **28**, 86 p.; München.
- STÄBLEIN, G. (1975): *Eisrandlagen und Küstenentwicklung in Westgrönland*. — *Polarforschung*, **45** (2): 71—86; Münster.
- SUGDEN, D. E., CLAPPERTON, C. M. & KNIGHT, P. G. (1985): *A Jökulhlaup near Søndre Strømfjord, West Greenland, and some effects on the Ice sheet Margin*. — *Journal of Glaciology*, **31** (109): 366—368; London.
- , KNIGHT, P. G., LIVESSEY, N., LORRAIN, R. D., SOUCHEZ, R. A., TISON, J.-L. & JOUZEL, J. (1987): *Evidence of two zones of debris entrainment beneath the Greenland ice sheet*. — *Nature*, **328**: 238—241; London.
- SUKKERTOPPEN KOMMUNE (Ed.) (1982): *Maniitsoq-Sukkertoppen, 1782—1982*. — 234 p.; Maniitsoq.
- TEN BRINK, N. W. (1975): *Holocene history of the Greenland ice sheet based on radiocarbonated moraines in West Greenland*. — *Meddr Grønland*, **201** (4): 9—28; Kopenhagen.
- WEIDICK, A. (1963): *Some Glacial Features at the Inland Ice Margin South of Søndre Strømfjord*. — *Mddr dansk geol. Foren.*, **15**: 189—199; Kopenhagen.
- (1968): *Observations on some Holocene glacier fluctuations in West Greenland*. — *Meddr Grønland*, **165** (6), 202 p.; Kopenhagen.
- (1988): *Gletschere in Sydgrönland*, **2**, 80 p.; Kopenhagen (GGU).

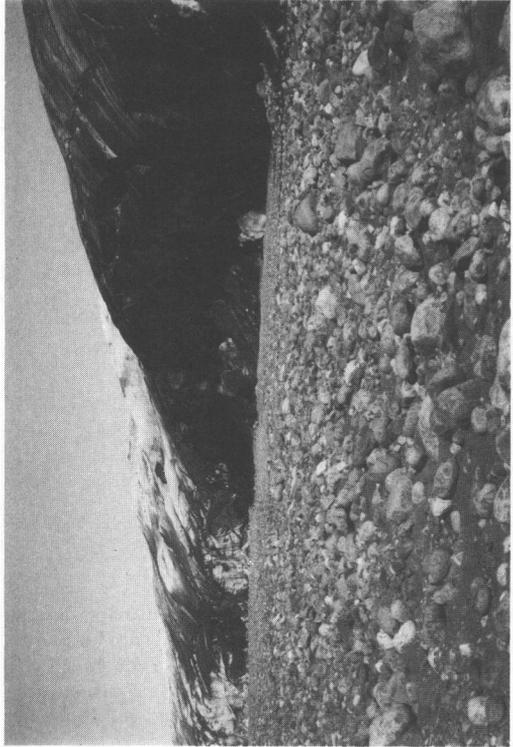
Manuskript eingegangen am 24. 7. 1990

Tafel 1

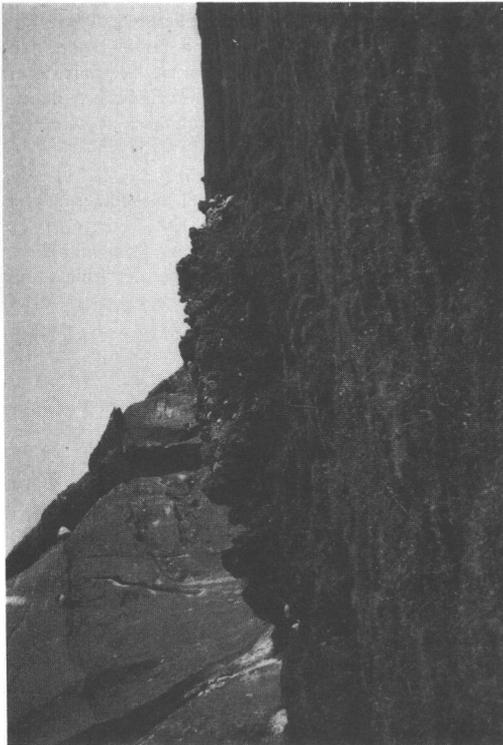
- Fig. 1: Vorrückender Eisrand am Qingartaq, Blick nach S. Der Bohrstock in der Mitte des Bildes ist 70 cm lang. Das Eis rückt so rasch vor, daß die oberen Bodenschichten mit der Vegetation abgeschoben und aufgestaucht werden.
- Fig. 2: Vegetationswalzen vor dem vorrückenden Eisrand am Qingartaq, Detail von Fig. 1. Der Eisrand ist links außerhalb des Bildes zu denken. Der Bohrstock am unteren Rand des Bildes ist 70 cm lang. Wie ein Teppich wird die Vegetation in Walzen aufgerollt. Die Vegetationswalzen weisen radiale Risse auf.
- Fig. 3: Eisfront mit Schuttfuß am „Umimmalissuup Kunungua“, Blick nach NE. Die Höhe der Eisfront beträgt etwa 40 m. Mäßig verschmutztes Eis liegt über einem unteren, stark verschmutzten, mit Geschieben durchsetzten Eisstockwerk. An der Grenze zwischen beiden sind kräftige Wasser-
austritte zu sehen. Der tiefere Teil der Eisfront ist von Schutt verhüllt, der ständig von Schmelz-
wässern durchspült wird.
- Fig. 4: Nackte Eisfront am Sander des Ørkendals, Blick nach E. Die größten Blöcke auf der Sander-
fläche haben ca. 50 cm Durchmesser. Die senkrechte Eiswand ist etwa 15 m hoch.



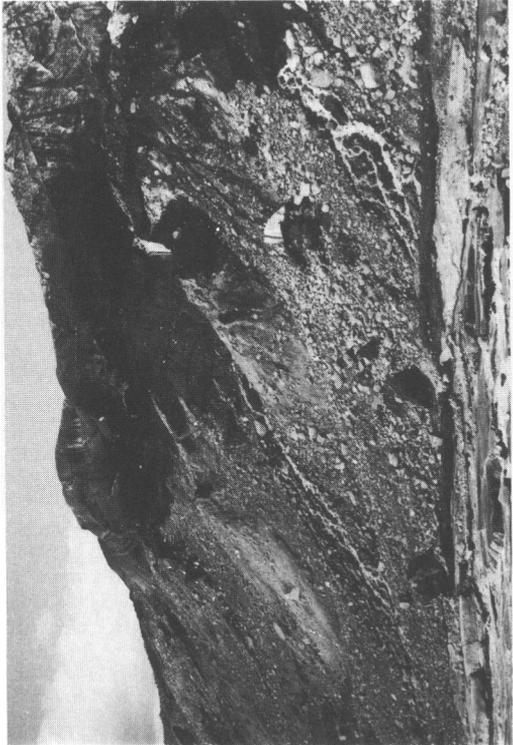
2



4



1



3