

Glaziologisch-glazialmorphologische Untersuchungen im Gebiet des Qôrqup-Auslaßgletschers (Südwest-Grönland)

Von Gerhard Vorndran und Gerd Sommerhoff*

Zusammenfassung: — Aufgrund morphologischer Kriterien wird nachgewiesen, daß es sich bei der Eisberg-Bank an der Mündung des Qôroq-Fjordes in den Tunugdliarfik-Fjord nicht um eine Felschwelle, sondern um eine ca. 100 m hohe submarine Endmoräne des Qôrqup Sermia handelt. Damit wird die von A. Weidick (1963) vermutete Eisrandlage des Qôrqup Sermia bestätigt. Form und Mächtigkeit der Wallendmoräne sprechen für eine Ablagerung durch einen dem Fjordboden aufliegenden Gletscher. Vermutlich wurde sie während des Tunugdliarfik-Stadiums aufgestaut und zur Zeit des Narssarsuaq-Stadiums noch einmal überlagert. — Infolge der unterschiedlichen topographischen Situation weichen die beiden Auslaßgletscher Kiagtût Sermiat und Qôrqup Sermia im Ausmaß ihres Rückganges spät- und nacheiszeitlich ebenso deutlich voneinander ab wie in der jüngsten Vergangenheit nach dem letzten Gletscherhochstand.

Die Periode des rezenten Gletscherrückzugs begann im Gebiet des oberen Tunugdliarfik-Fjords um 1850/60 und dauerte bis zur Mitte des 20. Jahrhunderts. Sie wurde um 1890 und 1920 durch zwei kurze Zwischenvorstöße unterbrochen. Eine Quantifizierung des Gletscherschwunds nach Fläche und Länge auf Grund einer Kartierung von Wallmoränen in den Vorfeldern von Lokalgletschern östlich des Qôroq-Fjords zeigt, daß der Rückgang zwischen Hochstand und 1920 geringer war als in der nur etwa halb so langen Zeitspanne von 1920 bis 1953.

Summary: — By its bottom topography the iceberg bank at the mouth of the Qôroq fjord can clearly be designated as a submarine terminal moraine of the Qôrqup glacier. This result confirms a position of the ice margin already anticipated by A. Weidick (1963). The morphology of the terminal moraine indicates that the iceberg bank was accumulated by a glacier resting on the bottom of the fjord. The large terminal moraine was possibly deposited during two different stages of glaciation (Tunugdliarfik- and Narssarsuaq stage).

— Because of the different topographic situation the dimensions of glacier retreat of the outlet glaciers Kiagtût Sermiat and Qôrqup Sermia show distinctive differences during post-Wisconsinian as well as during recent time.

The last period of glacier retreat in the upper Tunugdliarfik fjord region lasted from about 1850/60 to the middle of the 20th century. It was interrupted by two short re-advances at about 1890 and 1920. The dimension of retreat in terms of extension and length could be determined from the position of ice-pushed moraines in front of local glaciers east of the Qôroq fjord. It shows that the glacial retreat between 1850/60 and 1920 was smaller than that during the 1920—1953 period.

1. Zur Morphologie der Eisberg-Bank des Qôroq-Fjordes (G. Sommerhoff)

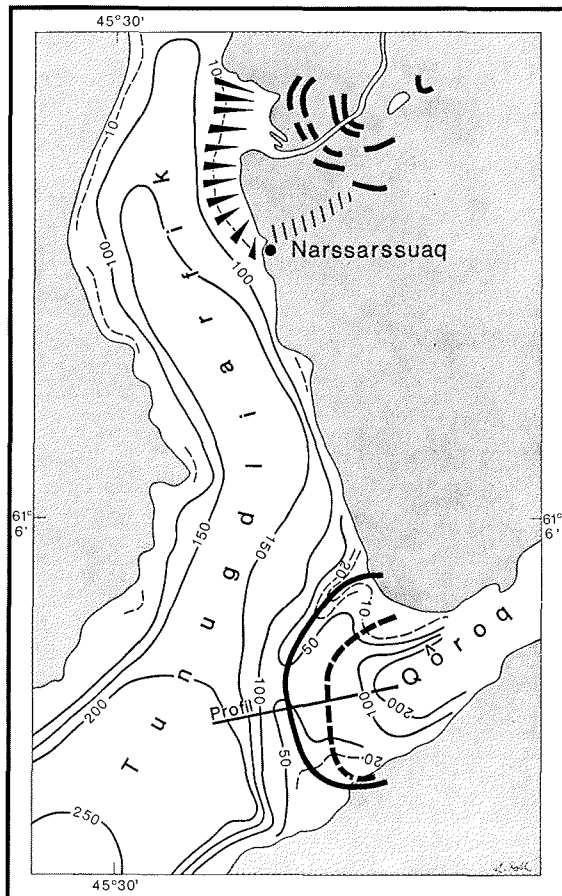
Etwa 10 km südwestlich von Narssarsuaq an der Mündung des Qôroq-Fjordes in den Tunugdliarfik-Fjord sperrt eine als Isfjaeldsbanken (Eisberg-Bank) bekannte submarine Schwelle den Qôroq-Fjord gegen den Tunugdliarfik-Fjord ab. Diese Absperrung macht sich daran bemerkbar, daß die von der Kalbungsfront des Qôrqup Sermia abbrechenden Eisberge auf der flachen Fjordschwelle stranden. A. WEIDICK (1963) vermutet auf der Eisberg-Bank eine Eisrandlage des Qôrqup Sermia. Als Indizien führt er zwei in etwa küstenparallel verlaufende Moränenwälle auf dem Südufer des Qôroq-Fjordes an. (Zur topographischen Lage vgl. Abb. 4).

Um für vergleichende glaziologische Untersuchungen der Aktivitäten der Inlandeiszungen von Qôrqup Sermia und Kiagtût Sermiat (vgl. Teil 2) von gesicherten Eisrandlagen ausgehen zu können, ist eine genauere morphologische Untersuchung der Eisberg-Bank von Bedeutung. Hierbei sind insbesondere zwei Fragen zu klären:

- a) Läßt sich die von Weidick vermutete Eisrandlage durch eine submarine Endmoräne nachweisen?
- b) Lassen sich aufgrund morphologischer Kriterien, wie Lage, Form und Mächtigkeit, Indizien für die Ablagerungsbedingungen der Endmoräne gewinnen?

Voraussetzung für eine Beantwortung dieser Fragen ist eine Erfassung der topographisch-bathymetrischen Verhältnisse der Eisberg-Bank sowie die Untersuchung ihrer Mikrobodentopographie.

* Dr. Gerhard Vorndran und Dr. Gerd Sommerhoff, Geographisches Institut der Universität, 8 München 2, Luisenstraße 37.






-  Submarines Delta (Eisrandlage des Tunugdliarfik-Stadiums nach A. Weidick, 1963).
-  Eisrandterrasse
-  Endmoräne

Abb. 1: Bathymetrisch-morphologische Karte des Tunugdliarfik-Fjordes an der Einmündung des Qôroq-Fjordes. (Entwurf: G. Sommerhoff, Zeichnung: M. Roth, Grundlage: Dänische Seekarte Grönland Nr. 1115).

Fig. 1: Bathymetric-morphological map of the Tunugdliarfik and Qôroq fjord area.

In Abb. 1 sind die Tiefenverhältnisse des Qôroq-Fjordes an seiner Einmündung in den Tunugdliarfik-Fjord wiedergegeben. Die Darstellung beruht auf den Tiefenangaben der Dänischen Seekarte von Grönland Nr. 1115 im Maßstab 1 : 80.000. Die Mündungsschwelle des Qôroq-Fjordes gibt sich als mächtige wallartige Erhebung des Fjordbodens zu erkennen, die in Fjordmitte bis 50 m und an den Fjordrändern bis über 10 m Wassertiefe aufragt. Sie überragt damit den unter 200 m Tiefe hinabreichenden Boden des Qôroq- und Tunugdliarfik-Fjordes um 150 bis 200 m. Die Kammlinie der Eisberg-Bank setzt auf der Südseite des Qôroq-Fjordes an den von WEIDICK (1963) kartierten fjordparallelen Moränenwällen an und schwingt in weitem halbkreisförmigen Bogen bis zum Nordufer des Qôroq-Fjordes, wo sich an der Küste ebenfalls ein kleiner Moränenhaken zu erkennen gibt.

Die bogenförmige Ausbuchtung der Eisberg-Bank in den Tunugdliarfik-Fjord hinein spiegelt sich in der halbkreisförmigen Anordnung gestrandeter Eisberge wider, wie sie ein Foto vom August 1972 zeigt, das von der SW-Ecke der ca. 800—900 m hohen Hochfläche nördlich des Qôroq-Fjordes aufgenommen wurde (Abb. 2a). Vom Tunugdliarfik-Fjord aus gesehen wirkt die Eisbergkette wie eine geschlossene Eisbergfront (Abb. 2b). Nicht

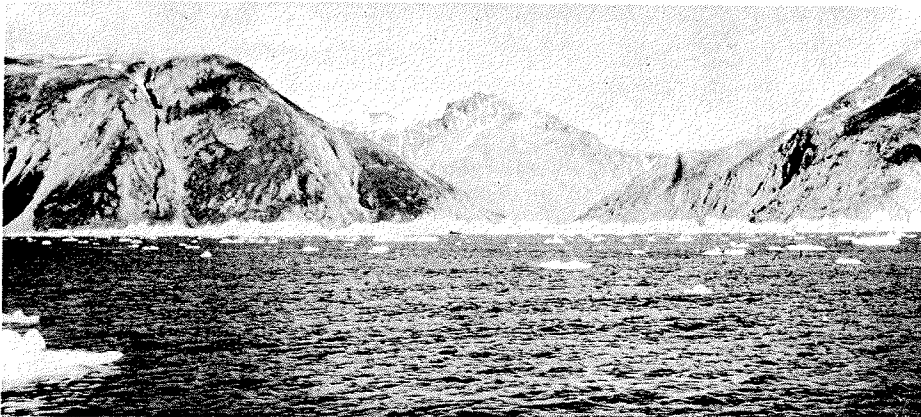


Abb. 2: Gestrandete Eisberge auf der Eisberg-Bank des Qôroq-Fjordes. Oben: Schrägaufnahme von der SW-Ecke der Hochfläche nördlich des Qôroq-Fjordes. Die halbkreisförmige Anordnung der gestrandeten Eisberge spiegelt den submarinen Verlauf der Endmoräne wider. Unten: Blick vom Tunugdliarfik-Fjord nach E gegen Eisbergfront und Qôroq-Fjord. (Aufnahmen: G. Sommerhoff, August 1972).

Fig. 2: Icebergs aground on the "iceberg bank" at the mouth of the Qôroq fjord. Above: Oblique photo from the plateau north of the Qôroq fjord. The semicircle accumulation of the icebergs indicates the looped embankment of the submarine terminal moraine. Below: View from Tunugdliarfik fjord to E against the iceberg front and the Qôroq fjord. (Photos: G. Sommerhoff, August 1972).

in jedem Jahr jedoch gibt sich die Eisberg-Bank durch eine solch auffallende Ansammlung von Eisbergen zu erkennen; auf Luftbildern des Geodätischen Institutes Kopenhagen aus dem Jahre 1953 ist die Eisberg-Bank sogar gänzlich eisfrei.

Der Ansatz der Kammlinie der Eisberg-Bank an den Moränenhaken des nördlichen und südlichen Fjordufers sowie ihre lobenförmige Ausbuchtung in Stoßrichtung des Qôrqup Sermia lassen sich als sichere morphologische Indizien für eine Deutung der Eisberg-Bank als submarine Endmoräne des Qôrqup Sermia werten.

Diese Deutung wird erhärtet durch ein Lotprofil, das im August 1972 nach terrestrischer

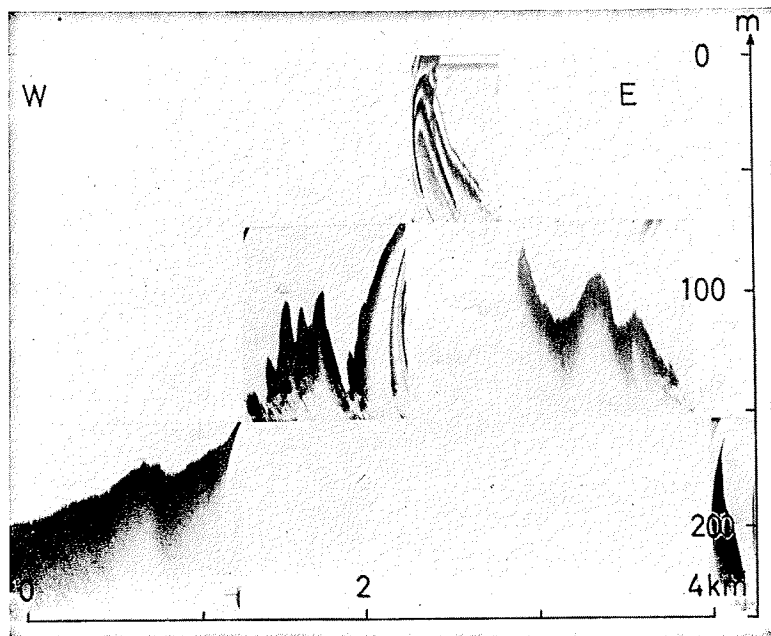


Abb. 3: Echographenaufzeichnung der Eisberg-Bank des Qôroq-Fjordes (Lage der Profilinie in Abb. 1; Echolot: Koden Sea Recorder SR 385-A). (Vermessung: G. Sommerhoff, August 1972).
 Fig. 3: Echogram across the "iceberg bank" at the mouth of the Qôroq fjord (Position of the profile in Fig. 1; Koden Sea Recorder SR 385-A).

Navigation auf einem mit Echolot ausgerüsteten Kutter gefahren wurde. Das etwa 14fach überhöhte Profil verläuft senkrecht zur Eisberg-Bank; seine Lage ist der Abb. 1 zu entnehmen. Der fotografisch verkleinerte Echographenstreifen (Abb. 3) läßt eine deutliche Dreigliederung der Eisberg-Bank erkennen: Ein mächtiger mittlerer Wall wird von zwei kleineren Wällen eingerahmt. Der an der Basis etwa 1,2 km breite Mittelwall erhebt sich aus einer Wassertiefe von 110—140 m bis auf ca. 10 m unter dem Meeresspiegel. Der Leehang (in Bezug auf die Stoßrichtung des Gletschers) weist eine mittlere Neigung von ca. 15° auf, während der Luvhang durch eine Neigung von 10° gekennzeichnet ist. Der äußere, im W vorgelagerte kleinere Wall erhebt sich bis etwa 100 m Wassertiefe und überragt seine Umgebung um ca. 40 m. Er ist deutlich in drei bis 20 m hohe und ca. $10\text{--}15^\circ$ steile Kuppen gegliedert. Nach W hin geht er in den schwemmkegelartig ausgebildeten Flachhang ($2\text{--}3^\circ$) des Tunugdliarfik-Fjordes über (vgl. Tiefenkarte der Abb. 1). Der innere, östliche Wall ragt bis etwa 90 m unter dem Meeresspiegel auf. Er ist ca. 20 m hoch und weist Neigungen von ca. 10° auf. Während die Eisberg-Bank in Fjordmitte durch frische und gut erhaltene moränale Formen gekennzeichnet ist, ist der Dreifachmoränenwall im ufernahen Bereich durch marine Abrasion zu einer breiten Brandungsplattform eingeebnet (vgl. Abb. 1).

Welche Schlußfolgerungen ergeben sich aus den bathymetrisch-morphologischen Verhältnissen der Eisberg-Bank?

- a) Die Eisberg-Bank ist eindeutig als submarine Eisrandablagerung zu erklären. Hierfür sprechen neben dem Ansatz ihrer Kammlinie an den Moränenhaken des nördlichen und südlichen Fjordufers ihre lobenförmige Ausbuchtung sowie die durch wallartige Rücken gekennzeichnete Mikrobodentopographie. Ob der mächtige Moränenwall einer Felsschwelle auflagert, kann ohne seismische Messungen nicht entschieden werden.

- b) Aus der Mächtigkeit des Moränenwalles ist zu schließen, daß es sich nicht um eine Satz-, sondern um eine Stauchendmoräne handelt, d. h. die Moräne wurde nicht an der Kalbungsfront einer schwimmenden Gletscherzunge abgelagert, sondern von einem dem Fjordboden fest aufsitzenden Gletscher zusammengeschoben.
- c) Vermutlich reichte der Qôrqup Sermia während der beiden Stadien, die A. WEIDICK (1963) nach den Eisrandlagen des Kiagtût Sermiat als Tunugdliarfik- und Narssarssuaq-Stadium bezeichnet hat (vgl. Abb. 1), bis zur Eisberg-Bank. Hierfür spricht neben der großen Mächtigkeit der Eisrandablagerungen die Tatsache, daß beim Qôrqup Sermia im Gegensatz zum Kiagtût Sermiat Eisrandablagerungen des älteren Tunugdliarfik-Stadiums nicht gefunden werden konnten. Die Koinzidenz der beiden Eisrandlagen erklärt auch die große Mächtigkeit der Eisberg-Bank-Moränen.

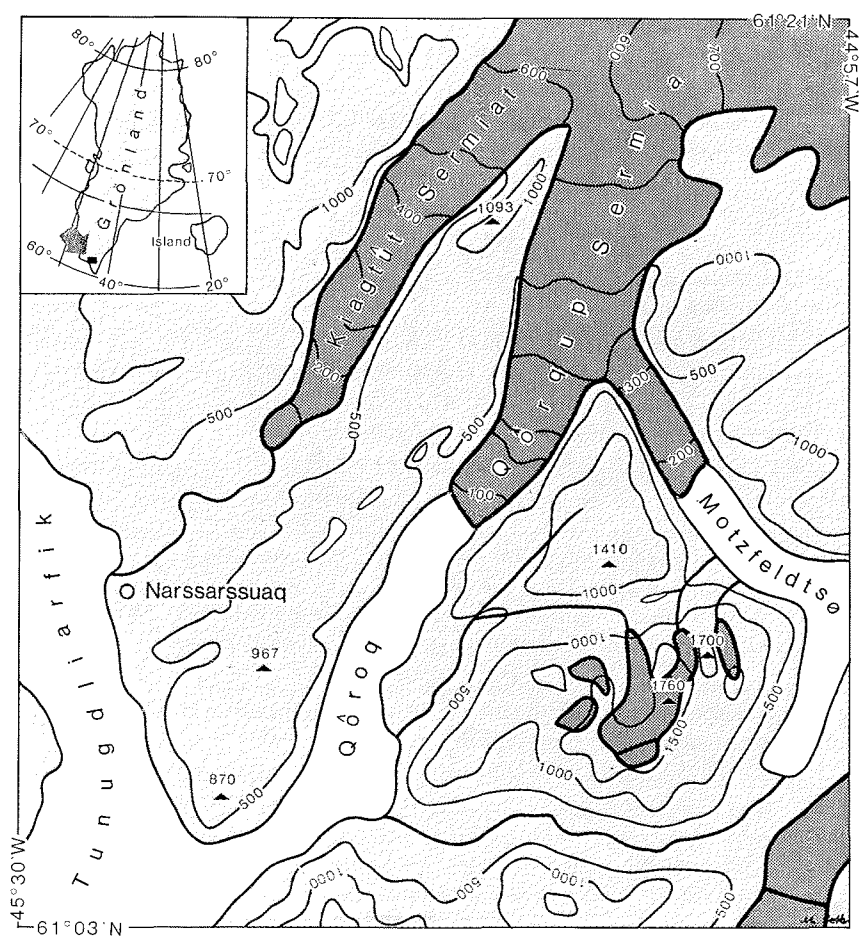


Abb. 4: Übersichtskarte des Gebietes Tunugdliarfik-Fjord/Qôrqup Sermia (Julianehab-District/Südwest-Grönland).

Fig. 4: Regional map of Tunugdliarfik fjord/Qôrqup Sermina (South-west Greenland).

2. Aktivitätsunterschiede der Inlandeiszungen Qôrqup Sermia und Kiagtût Sermiat
(G. Vorndran)

Im Ausmaß des spät- und nacheiszeitlichen Rückganges unterscheiden sich die beiden Inlandeiszungen Qôrqup Sermia und Kiagtût Sermiat (vgl. Abb. 4) deutlich, obwohl sie zahlreiche, die Gletscheraktivität beeinflussende Gemeinsamkeiten aufweisen. Beide Gletscher gehen nur etwa 15 km oberhalb ihrer gegenwärtigen Enden in 600 m über NN aus dem vom südwestgrönländischen Inlandeis herabkommenden Auslaßgletscher Qôrqup Sermia hervor. Das bedeutet, daß sie sich sowohl in der Oberflächenneigung, die im Mittel 4% beträgt, als auch in ihrer Lagebeziehung zur Höhe der Schneegrenze und zum gesamten Akkumulationsbereich ähneln.

Das Zungenende des Kiagtût Sermiat hat sich gegenüber dem gegenwärtigen Stand von den Moränen des Narssarsuaq-Stadiums im Mündungsgebiet seines Gletscherflusses Kugssuaq um 6,5 km, von den Moränen des Tunugdliarfik-Stadiums um 8 km zurückgezogen. Die Entfernung der Eisbergbank von der gegenwärtigen Kalbungsfront des Qôrqup Sermia beträgt 19 km. Unter der Voraussetzung, daß der Qôrqup Sermia während des Tunugdliarfik-Stadiums und während des Narssarsuaq-Hochstandes bis zur Eisbergbank reichte, war sein Längenverlust damit 2,5- bis 3mal so groß wie der des Kiagtût Sermiat.

Etwas geringer ist der Unterschied im Arealverlust. Er betrug (bis in den Bereich der 400-m-Isohypse des Gletscherstandes von 1953):

	T — N	N — 1953	T — 1953
Kiagtût Sermiat	43 km ²	33 km ²	76 km ²
Qôrqup Sermia	45 km ²	100 km ²	145 km ²

T = Tunugdliarfik-Stadium

N = Narssarsuaq-Stadium

1953 = Gletscherstand des Befliegungsjahres 1953

Die narssarsuaq-zeitlichen Ufermoränen des Qôrqup Sermia liegen im Bereich südwestlich der gegenwärtigen Kalbungsfront 570—640 m über NN, beim Kiagtût Sermiat jedoch nur 350—380 m oberhalb des jetzigen Gletscherendes.

Somit war der spät- und postglaziale Schwund des Qôrqup Sermia in allen Dimensionen wesentlich größer als der des Kiagtût Sermiat. Dieser stärkere Rückgang ist einmal darauf zurückzuführen, daß die im Postwisconsin durch das Tal Qôrqup kûa bis zum Qôroq-Fjord reichenden (und heute im Bereich des Motzfeldt-Sø endenden) Inlandeiszungen die Aktivität des spät- und nacheiszeitlichen Qôrqup Sermia beeinflusst haben und nach ihrer Trennung am Qôrqup Sermia einen überdurchschnittlich großen Verlust an Mächtigkeit, Areal und Länge hervorriefen.

Zum anderen muß sich die unterschiedliche topographische Grundsituation beider Inlandeiszungen ganz wesentlich auf das Ausmaß ihres Rückganges ausgewirkt haben. Folgende Kriterien erscheinen dabei besonders bedeutsam:

- Während der Kiagtût Sermiat in ca. 50 m über NN terrestrisch endet, kalbt der Qôrqup Sermia in einen mehr als 200 m tiefen Fjord. Seine Trogtalsole reicht somit bis unter den Meeresspiegel. Berücksichtigt man dazu die größere Breite des Qôroq-Trogtals, so wird deutlich, daß der Qôrqup Sermia einen wesentlich größeren Eisdurchflußquerschnitt aufweist als der Kiagtût Sermiat.
- Der Qôroq-Fjord verengt sich gegen seinen Ausgang in den Tunugdliarfik-Fjord im Gebiet der Eisbergbank mit mehr als 700 m hohen, steil abfallenden Hängen bis auf 1,5 km. Dagegen erweitert sich das Tal des Kugssuaq gegen den Tunugdliarfik-Fjord hin stark, und seine Talflanken verlieren rasch an Höhe und Neigung.

— Auch rezent zeigten beide Gletscher den gleichen Verhaltenstrend:

- a) Der Längenverlust betrug zwischen letztem Hochstand und 1953 beim Kiagtút Sermiat 150 m, beim Qôrqp Sermia jedoch 1.500 m (vgl. WEIDICK 1968, S. 164).
- b) Als Arealverlust ergaben sich (bis in den Bereich der 400-m-Isohypse des Standes 1953) beim Kiagtút Sermiat 1,9 km², beim Qôrqp Sermia 4,1 km².
- c) Der Mächtigkeitsschwund zwischen letztem Hochstand und 1953 erreichte folgende Ausmaße:

	Zungen- ende	100 m	200 m	300 m	400 m	500 m	600 m	(1)
Kiagtút Sermiat	50 m	50 m	45 m	40 m	43 m	45 m	48 m	(2)
Qôrqp Sermia	170 m	120 m	110 m	75 m	45 m	35 m	40 m	(3)

(1) Höhenangaben des Gletscherstandes von 1953

(2) A. WEIDICK 1968, S. 188

(3) Interpretoskopmessung aus Luftbildern des Geodaetisk Institut Kopenhagen von 1953

3. Ausmaß und zeitliche Differenzierung des rezenten Gletscherschwunds (G. Vorndran)

Am Rande der beiden Inlandeiszungen Kiagtút Sermiat und Qôrqp Sermia läßt sich deren Ausdehnung zur Zeit des letzten Gletscherhochstandes durch die helle Farbe der seitdem eisfrei gewordenen Felspartien fast lückenlos verfolgen. Wesentlich länger als 100 Jahre kann der Beginn dieses rezenten Abschmelzens nicht zurückliegen, denn

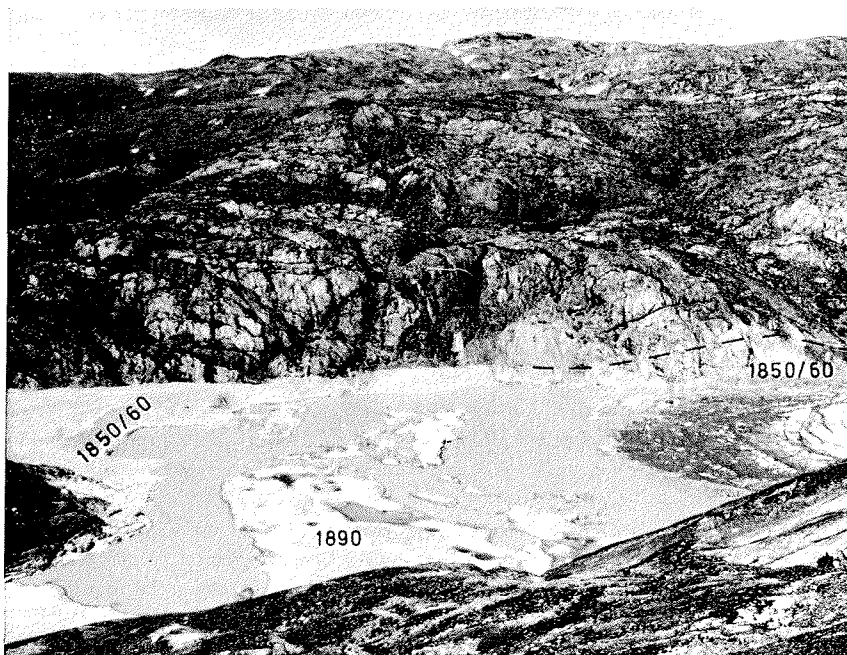


Abb. 5: Vorfeld des Kiagtút Sermiat mit Moränen der Stände von 1850/60 und 1890 (Aufnahme: G. Vorndran, August 1972).

Fig. 5: Present front of Kiagtút Sermiat with moraines of the last glacier maximum about 1850/60 and of the re-advance about 1890 (Photo: G. Vorndran, August 1972).

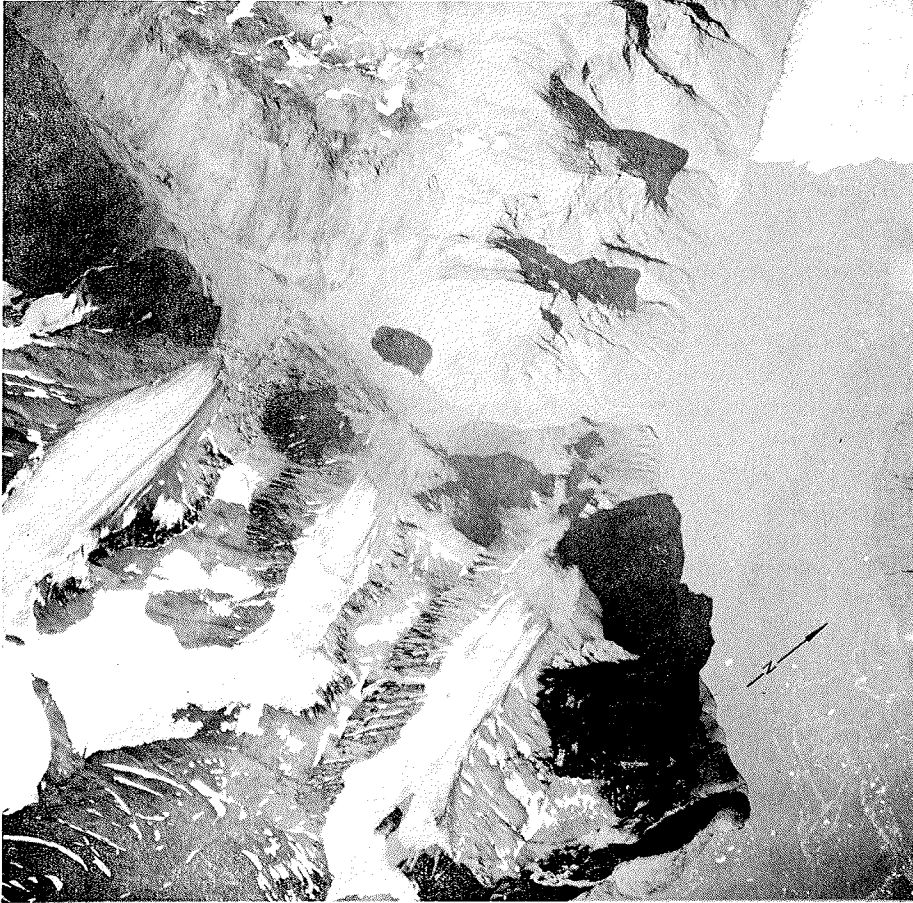


Abb. 6: Senkrecht-Luftaufnahme der nordexponierten Lokalglacier zwischen Qôroq-Fjord und Motzfeldt-Sø. (Flugaufnahme vom 21. 8. 1953; reproduziert unter Bezugnahme auf Genehmigung [A. 689/74] des Geodætisk Institut Kopenhagen).

Fig. 6: Aerial Photograph of local glaciers in north-exposition between Qôroq fjord and Motzfeldt Sø.

A. WEIDICK berichtet (1963, S. 78), daß am Kiagtût Sermiat unterhalb der Schlifffgrenze Flechten völlig fehlen. Auch im August 1972 konnten im Vorfeld des gleichen Gletschers weder Thalli von *Rhizocarpon geographicum* noch *Aspicilia*- oder *Lecidea*-Arten festgestellt werden. Allerdings muß man hier mit überdurchschnittlich langsamem Flechtenwachstum rechnen, weil auch steilere Felspartien von weißlich-grauem schluffigen Deflationsmaterial bedeckt sind, welches das Flechtenwachstum stark verzögern kann.

Auch durch überlieferte Beobachtungen vom Verhalten gerade des Kiagtût-Sermiat-Endes kann die Zeit des letzten Gletscherhochstandes eingegrenzt werden. Dieser Gletscher hat bereits zwischen 1876 und 1899 den größeren Teil seines rezenten Längenverlustes erlitten. (WEIDICK 1968, S. 164). Berücksichtigt man außerdem, daß sich im Zeitraum von 1850 bis 1900 die meisten grönländischen Gletscher stationär verhalten haben oder leicht zurückgingen (WEIDICK 1959, S. 180), so muß im Bereich des oberen Tunugdliarfik-Fjords der Beginn des nachhaltigen Schneegrenzanstiegs, der die rezente Gletscherrückzugsphase eingeleitet hat, um 1850/1860 begonnen haben.

Von der Mitte des 19. Jahrhunderts an verlief der Rückgang nicht gleichmäßig. Der Qórqp Sermia war zwischen 1876 und 1926 wahrscheinlich stationär (WEIDICK 1959, S. 41, und 1968, S. 164). Bei dieser Feststellung muß allerdings berücksichtigt werden, daß sich die zugrundeliegenden Mitteilungen auf die Beobachtung der Längenänderung beschränken. Ein Einsinken der Gletscheroberfläche, d. h. ein Volumenverlust, kann hier also auch schon vor 1926 eingetreten sein. Fast der gesamte Längenrückgang fiel in die Zeit zwischen 1926 und 1942 (WEIDICK 1968, S. 164). Seitdem war der Qórqp Sermia weitgehend stationär (ders. 1968, S. 164) oder in leichtem Rückgang begriffen (ders. 1959, S. 41).

Vom Kiagtút Serminat wurde bereits gesagt, daß sein Zungenende schon zwischen 1876 und 1899 auf die Änderungen der klimatischen Gegebenheiten mit einem deutlichen Rückgang an Länge und Areal reagierte. 1890 stieß er noch einmal vor (ders. 1959, S. 180). Dann ging der Rückgang des Zungenendes bis 1942 in vermindertem Ausmaß weiter. Seitdem verharret er in stationärem Zustand (ders. 1968, S. 164). Abb. 5 zeigt das Vorfeld des Kiagtút Serminat zwischen der Endmoräne des rezenten Hochstandes und dem Gletscherende von 1972. Die breite, stellenweise von Schmelzwassersedimenten überdeckte und toteisunterlagerte Moräne inmitten des Sees vor dem heutigen Gletscherende stammt vom Zwischenvorstoß um 1890.

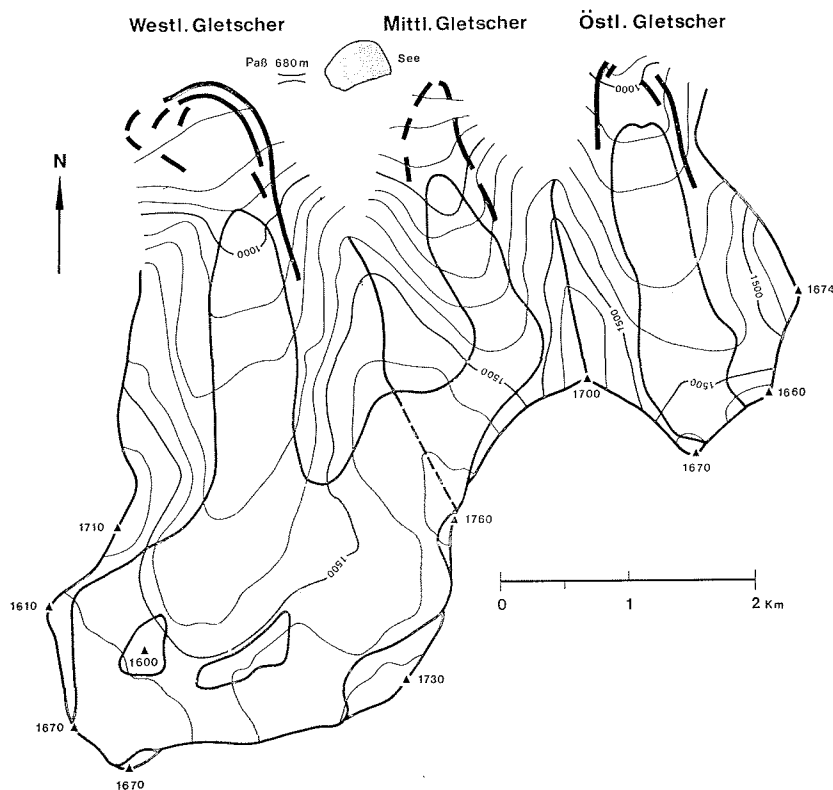


Abb. 7: Lokalgletscher östlich des Qórqp-Fjords mit Moränen des Hochstands um 1850/60 und der Zwischenvorstöße von 1890 und 1920. (Enwurf: G. Vorndran, Zeichnung: M. Roth).
 Fig. 7: Local glaciers east of the Qórqp fjord with moraines of the last glacier maximum about 1850/60 and of the re-advances about 1890 and 1920.

a) Gletscherareal und Arealverlust ¹⁾

	Gletscherareal (in ha)			Arealverlust (in ha)			Arealverlust (in %) ²⁾		
	H ²⁾	1920	1953	H — 1920	1920— 1953	H — 1953	H — 1920	1920— 1953	H — 1953
Westl. Gl.	712	670	611	42	59	101	6	9	14
Mittl. Gl.	163	?	123	?	?	40	?	?	25
Ostl. Gl.	185	175	143	10	32	42	5	18	23

b) Gletscherlänge und Längenverlust

	Gletscherlänge (in m)			Längenverlust (in m)			Längenverlust (in %) ³⁾		
	H	1920	1953	H — 1920	1920— 1953	H — 1953	H — 1920	1920— 1953	H — 1953
Westl. Gl.	6000	5500	4750	500	750	1250	8	14	21
Mittl. Gl.	3700	?	2900	?	?	800	?	?	22
Ostl. Gl.	3500	3300	2550	200	750	950	6	23	27

¹⁾ Arealverlust im Ablationsbereich (etwa unterhalb 1400 m)

²⁾ H = letzter Gletscherhochstand

³⁾ jeweils in % des Areal bzw. der Länge zu Beginn der betreffenden Periode

Tab. 1: Gletscherrückzug im Qôroq-Fjord-Bereich: a) Arealverlust, b) Längenverlust.

Tab. 1: Glacier retreat in the Qôroq fjord area: a) loss of area covered, b) loss of length.

Noch deutlicher als die beiden Inlandeiszungen zeigen benachbarte Lokalgletscher die Intensitätsunterschiede des Gletscherrückganges in den verschiedenen Zeitabschnitten nach 1850/60. Östlich des Qôroq-Fjords überragt eine Berggruppe die rezente Schneegrenze um 250—350 m. Sie ist lokal vergletschert (vgl. Abb. 4). Die drei größten Gletscher sind nordexponiert und namenlos. Sie werden hier als „Westl. Gletscher“, „Mittl. Gletscher“ und „Ostl. Gletscher“ bezeichnet.

Stauchmoränenwälle im Vorfeld des westl. Gletschers bieten die beste und vollständigste Möglichkeit, die etwa 100jährige Rückzugsperiode zu gliedern. 250 m innerhalb des ältesten Endmoränenwalls liegen Moränenreste eines ersten Zwischenvorstoßes. Nach weiteren 250 m folgt eine noch jüngere Stauchendmoräne (vgl. Abb. 6 und 7). Diese beiden Moränen müssen den Zwischenvorstößen um 1890 und 1920 zugeordnet werden, wenn man davon ausgeht, daß der Rückgang in diesem Gletschergebiet um 1850/60 eingesetzt hat, für den Kiagtût Sermiat ein deutlicher Zwischenvorstoß um 1890 belegt ist und nach A. WEIDICK der gesamt-grönländische Trend zeigt, „... that readvances around 1850?, 1890 and 1920 were widespread occurrences at both the Inland Ice margin and at local glaciers“ (1968, S. 56).

Im Vorfeld des östl. Gletschers sind nur die Endmoränen des Hochstandes und eines Zwischenvorstoßes fragmentarisch so gut erhalten, daß der Längen- und Arealverlust bestimmt werden kann. Für den mittl. Gletscher ist nur eine Angabe über den Gesamtverlust nach 1850/60 möglich (vgl. Tab. 1).

Sowohl der Arealverlust als auch der Längenrückgang waren in der gut 30jährigen Periode nach 1920 in allen Fällen größer als in dem etwa doppelt so langen Zeitraum zwischen dem rezenten Hochstand und der Zeit um 1920. Damit bestätigen die Lokalgletscher östlich des Qôroq-Fjords eine auch von anderen grönländischen Gletschern her bekannte rezente Aktivität: Eine etwa 60—70 Jahre andauernde Phase mit leichtem Gletscherschwund wurde um 1890 von einem Zwischenvorstoß unterbrochen und 1920 von einem weiteren Zwischenvorstoß abgeschlossen. Erst nach 1920 setzte starker Schneegrenzanstieg, verbunden mit stark defizitären Massenhaushalten und großem Gletscherrückgang ein.

L i t e r a t u r

- Det Kongelige Danske Søkort Arkiv Kopenhagen: Dänische Seekarte von Grönland 1 : 80.000, Nr. 1115. Kopenhagen, 1962.
- Geodaetisk Institut Kopenhagen: Topographische Karte von Grönland
- a) 1 : 20.000, Gebiet von Narssarsuaq (unveröffentlicht).
 - b) 1 : 100.000, Bl. 61 V. 3, Sydvestlige Del, Kopenhagen, 1966.
 - c) Senkrecht-Luftbilder des Gebietes Tunugdliarfik-Fjord/Qôroq-Fjord (SW-Grönland) vom 21. August 1953.
- Weidick, A. : Glacial Variations in West Greenland in Historical Time, Part I: Southwest Greenland. Medd. om Grönland, 158/4, Kopenhagen, 1959.
- Weidick, A. : Ice Margin Features in the Julianehab District, South-Greenland. Medd. om Grönland, 165/3, Kopenhagen, 1963.
- Weidick, A. : Observations on some Holocene Glacier Fluctuations in West Greenland. Medd. om Grönland, 165/6, Kopenhagen, 1968.