

Glaziäre Entwässerung und Sanderbildung am Kötlujökull, Südisland

Von Dieter Heim*

Zusammenfassung: In einer über mehrere Sommer fortgesetzten Arbeit am ca. 8 km langen südöstlichen Eisrand des Kötlujökull in Südisland wurde am Beispiel der rezenten Entwicklung eines Gletscherrandgebietes der Zusammenhang zwischen Entwässerungsmodus des Gletschers und seinen Vorlandbildungen untersucht. Hierbei ergab sich das Folgende: In einer 1. vor 1945 begonnenen und zwischen 1966 und 1975 beendeten Phase wurde durch insgesamt 11 in verschiedenen Positionen und Zeiten temporär am untersuchten Eisrand auftretende subglaziäre Wasserschüttungen mit entsprechenden Flachsanderentwicklungen ein ursprünglich dem Eisrand vorgelagerter etwa 1 km breiter Moränengürtel sukzessive bis auf Reliktareale zerstört. Der Aufbau der Flachsander, insbesondere ihrer Wurzeln, erfolgt vermutlich i. w. jeweils in nur wenigen Tagen und stand im Zusammenhang mit dem Aufbruch neuer Gletschertore und dem Auslauf eines sub- bis englaziären Wasserreservoirs unter anfangs extremen hydrostatischen Drücken. Die Beobachtung eines derartigen Schmelzwasserausbruches wird beschrieben. Noch vor 1975 setzte ein genereller Wechsel von bisher vorwiegend subglaziärer zu einer überwiegend supraglaziären Entwässerung ein. Nach 1978 besaß der hier untersuchte Gletscherabschnitt nur noch an seinem Westrand ein aktives Tor. Die vielleicht durch eine veränderte Gletscherstruktur verursachte wachsende Intensität der supraglaziären Entwässerung führte in einer 2. Phase vor dem Süd- und Südostrand zu einem Saum von Hochsandern, welche hier die alten Flachsander und Sanderwurzeln weitgehend bedeckten. Im Gegensatz zur subglaziären ließ die supraglaziäre Entwässerung die (noch verbliebenen) Moränenareale i. w. unverändert. Flach- und Hochsander unterscheiden sich nach sedimentologischer Genese. Die Hochsander des Kötlujökull-Vorlandes entsprechen Mittel- bis Grobsandkegeln, die unter regen Antidünenbildungen entstanden und spezielle Faziesmuster aufweisen.

Summary: Research of some years at the 8 km long southeastern glacier margin of Kötlujökull in South Iceland concerned the correlation of the manner of glacier drainage with the genesis of sandar, exemplified by the recent evolution of a glacier foreland. The research yields the following results. In a first period, which began before 1945 and was finished between 1966 and 1975, a belt of moraines with about 1 km width was destroyed in different stages, except for a few remainders, by 11 eruptions of subglacial meltwater at different times and positions at the glacier front. These eruptions were connected with the genesis of "ordinary" sandar, which are here called "flat sandar". Presumably the main evolution of these sandar, and especially of their proximal parts, took only a few days and was correlated with a discharge of meltwater by high hydrostatic pressures through a subglacial tunnel exit. An observation of such an outburst is described. Before 1975 there was a general change from hitherto prevailing subglacial drainage to prevailing supraglacial drainage. After 1978 there was left only one subglacial meltwater outlet at the western corner of the glacier. The increasing violence of supraglacial drainage was perhaps caused by an alteration of the structure of the glacier. In a second period this implied the formation of a belt of more fine grained sandar, growing over the flat sandar, and therefore called "high sandar". Here this belt covered most part of the old flat sandar. Contrary to the subglacial drainage, the supraglacial drainage did not cause any serious destruction of the moraines. Flat and high sandar are different in their sedimentological genesis. The high sandar in front of the Kötlujökull are fan-shaped bodies of sand, corresponding to a special model of facies. Their evolution took place partly on the premises of higher flow regime and with a continuous formation of antidunes.

1. EINLEITUNG

Den Anlaß für diese Mitteilungen von Untersuchungsergebnissen an einem isländischen Gletscherrand bildet zum einen die Beobachtung einer Sanderwurzelentwicklung im Jahre 1966, zum anderen, die — vorwiegend ältere — Diskussion zur Wirkung und Möglichkeit subglaziärer Schmelzwasseraustritte unter hydrostatischer Spannung (z. B. USSING 1903, LEIVISKÄ 1928, TODTMANN 1937, 1960, JASPERSEN 1953, GRIPP 1958, 1964, RÖTHLISBERGER 1972, SHREVE 1972) sowie das Erscheinen jüngerer Arbeiten, welche die bisherigen Vorstellungen zur Eisrandfazies zu revidieren und erweitern suchen. Hierzu gehören z. B. die „Eiskontakt-Sedimente“ von SHAW (1972) und EHLERS (1978) ebenso wie die Unterscheidung von Flach- und Hochsandern durch GRIPP (1975).

Die vom Verf. durchgeführten Untersuchungen am ca. 8 km langen Südostrand des Kötlujökull wurden im August/September 1966 begonnen, von 1978 bis 1981 jeden Sommer fortgesetzt und durch 2 Diplomarbeiten ergänzt. Insgesamt umfassen diese Arbeiten sedimentpetrographische und sedimentologische Untersuchungen an glazifluvialen Ablagerungen, morphogenetische Kartierungen, Luftbildauswertungen und Vergleichsuntersuchungen am Skeidarárjökull und einem grönländischen Gletscher. An dieser Stelle soll jedoch als aktuogeologischer Beitrag zu den oben erwähnten Diskussionen und Arbeiten lediglich die Entwicklung der heutigen Sanderzone am Kötlujökull vorwiegend seit ca. 1945 im Zusammenhang mit der Entwicklung des Eisrandes und seines Entwässerungsmodus zur Darstellung gelangen.

* Prof. Dr. Dieter Heim, Institut für Geowissenschaften der Universität, Saarstr. 21, 6500 Mainz

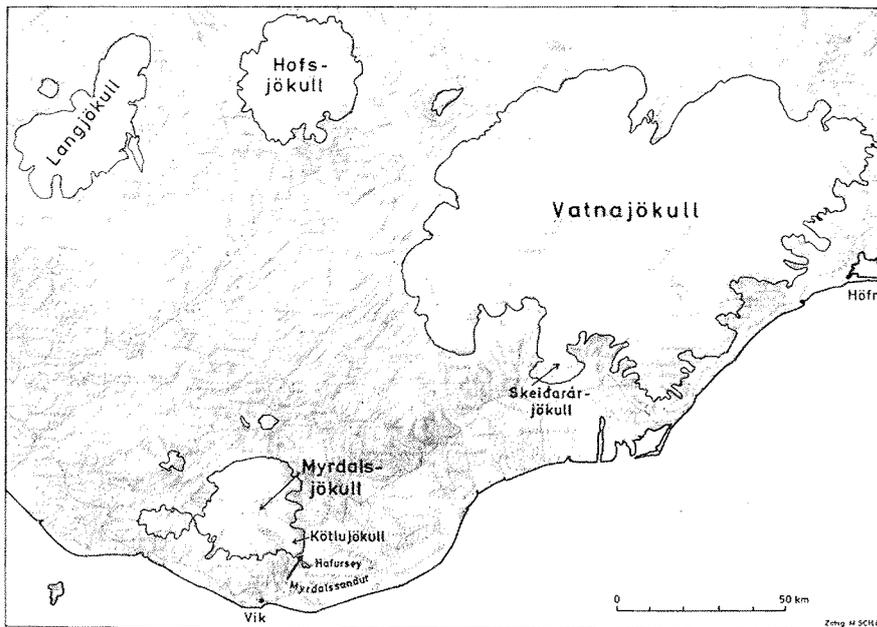


Abb. 1: Die südisländischen Eiskappen und das Arbeitsgebiet am Kötlujökull (Pfeil).

Fig. 1: The glaciers in southern Iceland and the research area at the Kötlujökull (arrow).

Im Jahre 1968 wurde das Vorland des ca. 80 km nordöstlich gelegenen Skeiðarárjökull und sein Rand von einer polnischen Expedition untersucht (GALON 1973a), im Jahre 1977 das nördliche Vorland des Mýrdalsjökull wie auch der Nordostrand des Kötlujökull von KRÜGER & HUMLUM (1981). Aus beiden Arbeiten ergaben sich Vergleichsmöglichkeiten und Anregungen für die eigenen Untersuchungen.

Bei vielen technischen Problemen erfuhren wir wertvollste Hilfe von isländischer Seite. Hier sei besonders herzlich Guðný Guðnadóttir und Reynir Ragnasson aus Vík für immer wieder erneute Hilfe gedankt. Durch solche wurden uns z. B. mehrere Befliegungen des Arbeitsgebietes ermöglicht. Für wichtige Hinweise und Unterstützung gilt weiterhin S. Thorarinsson und G. B. Jonson, für finanzielle Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft Dank.

2. DER KÖTLUJÖKULL UND SEIN VORLAND

Der Kötlu- oder Höfðabrekkujökull ist ein ca. 13 km langer und bis 7,5 km breiter Speziallobus oder „outlet glacier“ am Südostrand des Mýrdalsjökull in Südisland (Abb. 1). Seine Oberfläche fällt von 1000—1300 m im Einzugsbereich in südöstlicher Richtung bis zum heutigen Eisrand auf 180—210 m ab. Die Eisdicke im Einzugsbereich beträgt nach RIST (1967) um 300 m. Eine Besonderheit gewisser isländischer Eiskappen stellen aktive subglaziäre Vulkane dar, deren Aktivitäten zu Akkumulationen und einem spontanen Auftreten sehr großer Schmelzwassermengen, damit natürlich auch zu einer entsprechenden Intensivierung und Steuerung der Entwässerung und Sanderbildung führen können. So wird ein Teil des oberen Einzugsbereiches vom Kötlujökull durch die Caldera der Katla geprägt, deren Ausbrüche zu den am meisten gefürchteten „Jökullhlaups“ in Island gehören. Sie erfolgen nach THORARINSSON (1959) in einer gewissen Regelmäßigkeit, und zwar seit 1580 mit einer mittleren Periode von 42 Jahren. Der letzte bedeutende Ausbruch fand allerdings bereits im Jahre 1918 statt. Diese Katlaausbrüche wirkten sich jedoch mindestens seit dem letzten Jahrhundert vorwiegend auf den am Westrand des Gletschers hervortre-

tenden Rjúpnagil und das südliche Gletschervorland aus. Hier weisen episodische Entgasungen und Eiswürfe des Rjúpnagil auf subglaziäre vulkanische Aktivitäten auch unabhängig von spektakulären Katlaausbrüchen hin.

Eistextur und Oberflächenstruierung der Gletscherstirn des Kötlujökull stehen in gewisser Beziehung zu seiner Materialführung. Nach den bis 1945 zurückreichenden Luftbildern sowie späteren Begehungen der Gletscheroberfläche zeigte diese bis mindestens Sept. 1966 einen sehr ausgeprägten stufenartigen Abfall sowie eisrandparallele Ablationsmoränen und „dirt cones“, wie sie von STENBORG (1968) und DREWRY (1972) beschrieben und gedeutet wurden. Im Zusammenhang mit diesen Oberflächenformen stand eine durch materialbelegte Scherflächen verursachte Bänderung, die mit 10—70° gletscherwärts einfiel. Diese auch bei anderen isländischen Gletschern auftretende Erscheinung wurde von GOLDWAITH (1951), WARD (1952) und WEERTMANN (1961) von Gletschern auf Baffin Island ausführlich beschrieben und als Moränentransport auf Scherflächen von Kaltgletschern gedeutet. Spätestens seit 1978 wurde die scharfe Trennung zwischen den (aus Sand und Schluff bestehenden) Material- und Weißeisbändern auf der Stirn des Kötlujökull undeutlicher und ebenso die eisrandparallelen Oberflächenstrukturen. Dem heutigen Eisrand des Kötlujökull schließt sich ein 1—1,5 km breiter Saum mit glaziären Relikten der letzten 8—9 Jahrzehnte und jüngeren glazifluviatilen Ablagerungen an. Auf die Entwicklung dieses Saumes beziehen sich i. w. die am Kötlujökull durchgeführten Untersuchungen. Er ist der gletschernächste Teil des Mýrdalssandur, des größten (vorwiegend) glazifluviatilen Sedimentkörpers im Umkreis des Mýrdalsjökull.

Alle den Mýrdalsjökull und damit speziell auch den Kötlujökull einrahmenden Felsmassive gehören — ebenso wie auch die aus dem Mýrdalssandur aufsteigenden — zur Moberg-Formation i. e. Sinne, einer pleistozänen Abfolge von tuffartigen, feinkörnigen bis grob brekziösen Gesteinen von brauner bis schwarzer Farbe, deren spezieller Habitus vermutlich durch subglaziäre Effusionen und den Kontakt der entsprechenden Produkte mit Eis und Schmelzwässern verursacht wurde (vgl. hierzu KJARTANSSON 1962).

3. ENTWÄSSERUNGSMODUS UND SANDERBILDUNG

3.1. Zur Gletscherentwässerung

Die im Eisrandbereich auftretenden Schmelz- und Niederschlagswässer können subglaziär, supraglaziär und englaziär aus dem Eisrand heraustreten. Subglaziäre Wässer können einem Grundwasserkörper zugeführt werden und erst in einiger Entfernung vom Eisrand als Quellen zutage treten. Hier sollen lediglich die in Island beobachteten, unmittelbar an passiven oder aktiven Eisrändern austretenden Wässer erläutert werden.

3.1.1. Subglaziäre Entwässerung

Diese kann über artesische Quellen oder über ein Gletschertor erfolgen. Als artesische Quellen findet der Austritt über ein Gewässer unmittelbar vor dem Gletscherrand statt, der hier — oft als dem aktiven Eis vorgelagertes Toteis — ein wasserundurchlässiges Dach bildet, vor dem die austretenden Wässer wenige cm bis mehr als 1 m schwallartig über die Wasseroberfläche emporsteigen. So wurde im Beobachtungszeitraum 1978—1980 der östliche und westliche Zufluß des Sandgýgjukvísl, der Hauptentwässerungsrinne des zentralen Skeidarárjökull, primär durch artesische Quellen gespeist. Beschreibungen von artesischen Wasseraustritten vor einem Gletscherrand finden sich u. a. bei KOZARSKI & SZUPRYCZYNSKI (1973), TODTMANN (1960) und GRIPP (1929). Ein Hinweis auf die Möglichkeit von artesischen Wasseraustritten auch in höheren Gletscherbereichen ergibt sich aus RUCKLIDGE (1956). Bei der Entwässerung über ein basales Gletschertor ist zu unterscheiden zwischen einem gravitativen Abfluß mit freier Wasseroberfläche im Torbereich und dem in der eingangs erwähnten Literatur diskutierten, vermutlich nur kurzzeitigen, jedoch sedimentologisch sehr viel wirksameren Austritt hydrostatisch gespannter Wässer. Die bisher bekannt gewordenen Beobachtungen an aktiven Gletschertoren beziehen sich stets auf ei-

nen gravitativen Wasseraustritt. Dies trifft auch für die meisten eigenen Beobachtungen zu. Im August 1966 wurde vom Verfasser jedoch ein Ausbruch hydrostatisch gespannter Wässer am Südostrand des Kötlujökull beobachtet. Es muß angenommen werden, daß derartige Ausbrüche — auch unabhängig von Kötluhlaups — bereits in früheren Zeiten im Untersuchungsgebiet auftraten und an der jüngeren Vorlandentwicklung wesentlich beteiligt waren.

Während an dem 8 km langen hier untersuchten Eisrand ein artesischer Wasseraustritt in der Beobachtungszeit nur einmal kurzzeitig auftrat, ließen sich außer dem einzigen heute noch aktiven Tor am Westrand des Gletschers weitere 10 inzwischen vom Eise überfahrene oder verfallene Tore nachweisen, die in den vergangenen 50 Jahren zu verschiedenen Zeiten aktiv waren. Auch am zentralen Eisrand des Skeidarárjökull traten vor 1954 noch aktive Tore auf (vgl. z. B. TODTMANN 1937, 1960), heute existiert hier keines mehr.

Eine für die Vorlandentwicklung wichtige Frage ist die nach der Lebensdauer von aktiven Gletschertoren. Am Kötlujökull treten zunächst Tore auf, die durch die Bettmorphologie begünstigt in Relation zum jeweiligen Eisrand stationär bleiben oder immer wieder neu aktiviert werden können. Hierzu gehört das oben erwähnte randliche Rjúpnagil-Tor, vermutlich jedoch auch das Tor 0 am Ostrand (vgl. Abb. 8). Unter den übrigen am Südostrand des Kötlujökull aufgetretenen Toren ließ sich vorwiegend nach Luftbilddauswertungen in 5 Fällen eine maximale Aktivitätsdauer von weniger als 15 Jahren, in 2 Fällen eine solche von weniger als 10 Jahren ermitteln.

3.1.2. Supra- und englaziäre Entwässerung

Während des Beobachtungszeitraumes waren am Eisrand des Kötlujökull beide Entwässerungsmöglichkeiten durch Übergänge miteinander verbunden und sedimentologisch in gleicher Weise wirksam; daher sollen sie hier zusammengefaßt werden. Der Austritt aus dem Eisrand kann bei progressiven, steilen Gletscherrändern in kleinen Wasserfällen erfolgen. Die stationären oder regressiven Gletscherrändern gewöhn-



Abb. 2: Das Gletschertor 9 am 28. August 1966: Schmelzwasserausbruch unter hydrostatischem Druck.

Fig. 2: Mouth of a subglacial channel no. 9 August 28th, 1966: outburst of meltwater by hydrostatic pressure.

lich vorgelagerten Toteiskörper oder Eiskernmoränen werden dagegen in Scharten überflossen oder alte Scherflächen zum Durchfließen benutzt. Sehr häufig tritt das primär der Gletscheroberfläche entstammende Wasser hier auch durch „Pseudotore“ aus dem Eisrand heraus, die nach Dimensionen und Formen von Ausgängen basaler Gletschertunnel kaum zu unterscheiden sind. Die bedeutenderen und größere Sedimentkörper erzeugenden Wasseraustritte erfolgten im Untersuchungszeitraum am Kötlujökull punktförmig und in Abständen zwischen 50 und 800 m. Es gab stets Eisrandabschnitte mit sehr intensiver und solche mit nur geringer supraglazialer Entwässerung. Darüber hinaus zeigte die Gesamtintensität in den vergangenen Jahrzehnten zeitliche Wechsel, die im reziproken Verhältnis zur Intensität der subglazialen Entwässerung standen.

Die Begehungen des Gletschers sowie Luftbilddauswertungen ergaben gewisse Korrelationen zwischen dem Entwässerungsmodus und der Oberflächenstruierung der Gletscherstirn. Hiernach wird die supraglaziale Entwässerung begünstigt durch die Ausbildung randnaher Radialspalten und behindert durch eisrandparallele Strukturen. Hiernach standen die bedeutenderen Austritte supraglazialer Wasser weiterhin stets in Verbindung mit einer Radialspalte und/oder einer in Einzelfällen bis über 1 km gletscheraufwärts verfolgbar mäandrierenden Rinne.

3.2. Zur glazifluviatilen Sedimentbildung

Die artesische Entwässerung trägt nach den bisherigen Erkenntnissen kaum zur eisrandnahen Sedimentbildung bei. Die Entwicklung eines Sandergürtels vor dem Eisrand ist gebunden an eine zeitlich und räumlich wechselnde subglaziale Entwässerung durch Gletschertore, die unter gewissen Voraussetzungen durch eine entsprechende supraglaziale Entwässerung ersetzt werden kann. Sie ist weiterhin abhängig von der Orographie des Vorlandes, die sowohl vom Eisrand fortführende wie auch eisrandparallele Schmelzwasserströme bedingen kann und hiermit unterschiedliche Ablagerungsformen. So hat sich am Südrand des Skeidarárjökull durch das Absinken der Eisrandbasis seit dem Rückzug des Gletschers aus der Hauptendmoränenzone ein System von eisrandparallelen Strömen und Stauseen entwickelt, durch das alle sich vor dem Eisrand bildenden Sedimentkörper stetigen oder episodischen Umlagerungen und Zerstörungen unterliegen müssen. Im Gegensatz hierzu verursachte das im etwa gleichen Zeitraum von der Eisrandbasis generell abfallende Vorland des Südostrandes vom Kötlujökull eine annähernd radiale Entwässerung mit sich überschneidenden Kegelsandern und nur sehr seltenen Stauseebildungen.

Es treten hier weiterhin 2 Arten von Kegelsandern auf, die in einer eisrandnahen Zone sich nach Genese und Gefüge deutlich unterscheiden: Die an subglaziale Entwässerung gebundenen „Flachsander“ (GRIPP 1975) und durch supraglaziale Entwässerung bedingte Sedimentkörper, die am Eisrand äquivalente oder größere Mächtigkeiten aufweisen können, stets jedoch von feinerer Körnung sind. Von BRAUN (1974) wurden derartige Bildungen vor alpinen Gletschern als „Eisrandschwemmkegel“ beschrieben, von GRIPP (1975) unter gewissen weiteren Voraussetzungen als „Hochsander“ definiert. In der Folge sollen hier alle an eine basale Gletschertor gebundenen Sander als „Flachsander“ und alle durch supra- bis englaziäre Entwässerung erzeugten Sandkörper als „Hochsander“ bezeichnet werden. Diese liegen dem passiven oder aktiven Eisrand meistens unmittelbar an und entsprechen damit im Gegensatz zu Flachsanderwurzeln „Eiskontakt-Sedimenten“, in Moränenarealen treten sie jedoch gelegentlich auch einige 10 bis 100 m vom Eisrand entfernt auf.

3.2.1. Die Flachsander am Kötlujökull

Die am Südrand des Gletschers auftretenden Flachsander wurden von STAEGEMEIR (1981) gegliedert und z. T. sedimentologisch untersucht. Insgesamt entsprechen die im südöstlichen Gletschervorland gelegenen Flachsander longitudinalen Block- und Schotterkörpern von im eisrandbereich kegelartiger Oberfläche und Mächtigkeiten gewöhnlich zwischen 1,5 und 3,5 m. Die Kegelspitze liegt 20–60 m vor dem Tor, der Mantel besitzt anfangs eine generelle Neigung von 3°, nach 200 bis 300 m von 1–2°. Das den Bereich der Sanderwurzel aufbauende Material besitzt überwiegend mittl. Ø von 10–50 cm und zeigt an Erosionsanschnitten gewöhnlich Tendenzen einer Kornverfeinerung von Sohle zu Dach. Die Oberfläche der Sanderwurzel wird stets durchfurcht von verflochtenen flachen Rinnen, in den meisten Fällen zusätz-

lich durchschnitten von einem Kastental mit 5—30 m Breite und 1—3 m Tiefe. Höhenmessungen von Tordächern sowie den maximalen Höhen der vorgelagerten Blockkörper an einem aktiven und 2 noch nicht verfallenen inaktiven Toren im Jahre 1978 ergaben 1—3 m über dem Tordach gelegene Kegelspitzen. Dies macht einen aufwärtigen Transport von Blöcken bis 50 cm \varnothing um mindestens 1—3 m wahrscheinlich. Ein solcher Transport ist jedoch nur unter der Voraussetzung sehr hoher hydrostatischer Spannungen im Tunnelsystem und eines entsprechend dynamischen Wasserausbruches möglich. Die Vermutung, daß derartige Erscheinungen auch unabhängig von Jökullhlaups am Kötlujökull zeitweise auftreten und wesentlich für die Sanderwurzelbildung verantwortlich sind, wird gestützt durch die oben erwähnte Beobachtung eines Schmelzwasseraustrittes aus dem heute verfallenen Tor 9 (vgl. Abb. 8) am 28. und 29. August 1966, der zur Neu- und Umbildung der entsprechenden Sanderwurzel sowie zur Zerstörung eines größeren Moränenkomplexes führte.

Am Beginn der Beobachtungszeit überfloß das offenbar unter extremen Drucken aus dem Tor gepreßte Wasser unter Nebel- und Sprühwasserbildung und einem bis zu Entfernungen von mehr als 8 km hörbaren Lärm eine ca. 40 m vor dem Tor auftretende Sanderwurzel, auf deren über das Tordach aufragenden Oberfläche vereinzelt bewegte Blöcke in den Sprühwasserschwadern sichtbar wurden, deren Aufbau jedoch i. w. bereits vollzogen war. Nach etwa 1 Stunde begann das Wasser in immer stärkerem Maße seitlich von der Wurzel abzufließen, und es entwickelte sich ein diese im Südwesten umfließender Strom, der bei extremen Strömungsgeschwindigkeiten durch zentrifugale Erosion seinen Lauf stetig nach Süden verlagerte, hierbei ein Moränenareal anschnitt und u. a. einen ca. 20 m langen und 3—5 m hohen Endmoränenabschnitt in wenigen Stunden vollständig erodierte. Während dieses Vorganges wurde eine größere Rinne sichtbar, welche die Sanderwurzel durchschnitt und in der jetzt unter Antidünenbildungen mit Amplituden zwischen 1 und 3 m in stets steigendem Maße die Hauptmenge des ausgeworfenen Wassers abgeführt wurde (Abb. 3). Etwa 23 h nach Beginn der Beobachtung lag die Sanderwurzel trocken, das Wasser trat aus dem Tor mit einer 10—20 cm unter das Dach abgesunkenen Oberfläche hervor, durchfloß über das obige ca. 8 m breite Kastental die Sanderwurzel, gabelte sich auf und überfloß in 50—100 flacheren Rinnen den zugehörigen Sandern. Zu diesem Zeitpunkt war jene peripher die Sanderwurzel

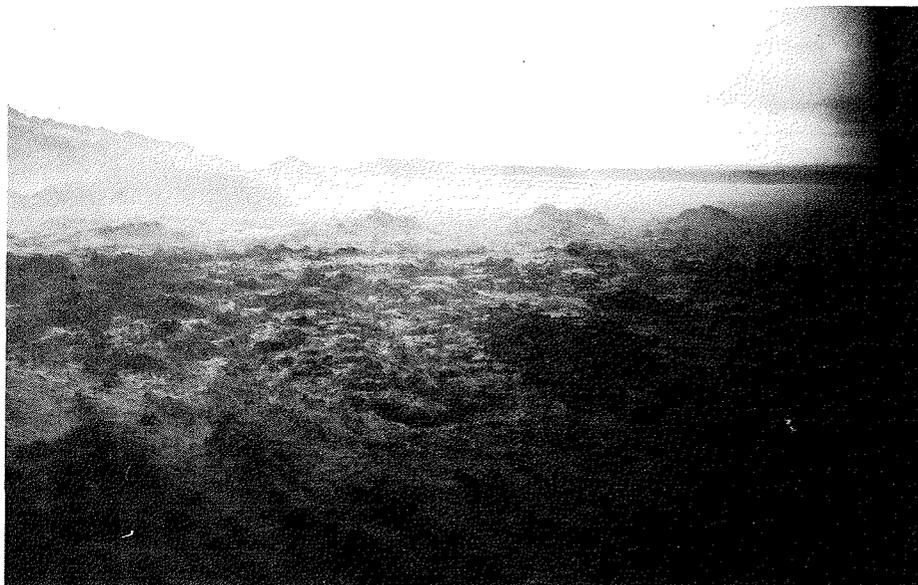


Abb. 3: Bildung von Antidünen vor dem Gletschertor 9.

Fig. 3: Formation of antidunes in front of the glacier mouth no. 9.

umfließende Strömung nahezu versiegt, und die gesamte Entwässerung des südöstlichen Gletscherrandes erfolgte fast ausschließlich über dieses einzige hier aktive Tor und das die Sanderwurzel durchschneidende Kastental.

Diese Beobachtungen und hiermit im Zusammenhang stehende Untersuchungen der Flachsander im Kötlujökull-Vorland sprechen dafür, daß die Genese der Sanderwurzeln i. w. und meistens durch ein einmaliges Ereignis verursacht wird, das mit dem Aufbruch eines neuen Gletschertores im Zusammenhang steht. Die Entwicklung der Sanderwurzeln im Eisrandbereich des Kötlujökull hat vermutlich in den meisten Fällen über die folgenden Phasen zu dem heutigen Erscheinungsbild geführt:

a) Ausbruch eines größeren sub- und englaziär gespeicherten Wasserreservoirs aus einem neu gebildeten basalen Gletschertor unter hydrostatischer Spannung, Aufbau einer Sanderwurzel mit dem stets im Eisrandbereich angereicherten Block- und Kiesmaterial. Die gewöhnlich dem Eisrand vorgelagerte Eiskernmoräne wird zerstört, der Eisrand tritt nischenartig zurück. Mit dem fortschreitenden Aufbau der Wurzel erlahmt die Transportkraft, und es kommt zu Gradierungstendenzen.

b) Nach Entladung und Verbrauch der größten Fracht bilden sich Rinnen auf der von den Wässern radial und peripher überflossenen Sanderwurzel. Insbesondere kommt es — vielleicht durch die Initialwirkung des aus dem Tor gepreßten Wassers — zur Entwicklung eines größeren, die Wurzel nahezu geradlinig durchschneidenden Kastentales, welches in wachsendem Maße das austretende Wasser aufnimmt.

c) Mit dem Absinken des hydrostatischen Druckes im Tunnelsystem sinkt die Oberfläche des subglaziären Stromes unter das Dach des Tores ab, die Sanderwurzel fällt endgültig trocken. Die Zeitdauer vom Ausbruch bis zu diesem Zeitpunkt beträgt vermutlich maximal einige Tage.

d) Die aus dem Tor jetzt ausschließlich gravitativ austretenden Wässer werden über das obige Kastental,



Abb. 4: Sanderwurzel 9 mit Hauptrinne am 29. August 1966.

Fig. 4: The proximal part of sandur no. 9 with the main channel August 29th, 1966.

in Einzelfällen auch über eine die Wurzel peripher umfließende größere Rinne, auf das verflochtene Stromsystem des Sanders geleitet. Sowohl hier wie auch auf tiefer gelegenen Teilen der Sanderwurzel können sie noch zu weitgehenden Umprägungen und Auswäzungen der Block-, Kies- und Sandkörper führen. Die Zeitdauer dieser Phase erreichte bei den meisten der am Kötlujökull auftretenden subglaziären Entwässerungssysteme noch keine 15 Jahre.

e) Nach einem generellen Absinken der Schüttungen versiegt das Tor schließlich völlig, es kann sich mit Material verfüllen, verfallen oder vom Eise überfahren werden. Die alten Rinnen werden zunächst noch teilweise von Wässern supraglaziärer Herkunft benutzt. Schließlich fällt der gesamte Sander trocken und unterliegt äolischen Einwirkungen, bei denen sich die tieferen Rinnen gewöhnlich mit Sand füllen. Auf den eisrandnahen Block- und Schotterflächen wächst eine Flechtendecke empor oder/und sie werden von Hochsandern überdeckt.

3.2.2. Die Hochsander am Kötlujökull

Die Entwicklung eines Hochsandergürtels am Eisrand setzt einen reichhaltigen Sandaustau auf der Gletscherstirn sowie eine intensive supraglaziäre Entwässerung mit nicht zu geringen Strömungsgeschwindigkeiten im Eisrandbereich voraus. Daher wird sie durch einen progressiven, steilen Gletscherrand, wie er z. B. im Süden des Kötlujökull auftritt, begünstigt. Die Genese der hier auftretenden Hochsander wurde von BECKER (1982) untersucht.

Die Kegelspitze der Hochsander kann unmittelbar dem Eisrand anliegen. Meistens bildet sich hier jedoch durch Zerspülung von vorgelagertem Moränenmaterial zunächst ein kleiner Steilkegel mit Reliktgeröllen, an den sich der eigentliche Hochsander mit anfangs $3,0\text{--}3,5^\circ$ Neigung anschließt. Die Kegel besitzen Radien von einigen m bis zu mehr als 1000 m, gewöhnlich liegen sie jedoch zwischen 20 und 600 m. Durch Gletscherstruktur oder supraglaziäre Rinnen bedingte stetige oder immer wieder neu aktivierte Wasser Austrittspunkte verursachen am Eisrand 2—3 m oder noch höher aufwachsende Sandkörper, temporäre Austrittspunkte dagegen Systeme von sich überlappenden Kleinkegeln mit Mächtigkeiten von einigen cm



Abb. 5: Hochsanderentwicklung am südl. Gletscherrand (im Vordergrund eine Eiskernmoräne).

Fig. 5: Formation of high sandar at the southern margin of the glacier (an ice-cored moraine in the foreground).

bis dzm. Hochsander wachsen am Kötlujökull sowohl auf Moränenarealen auf wie auf nackten oder mit Flechtendecken überzogenen Flachsandern. Hier erreichen sie gewöhnlich ihre größte flächenhafte Verbreitung.

Die Hochsander am Kötlujökull unterscheiden sich von den hier auftretenden Flachsandern vor allem durch das Fehlen von Blockmaterial und charakteristische Schichtungseigenschaften. Im gesamten Kegeltbereich findet man konstante Mediane zwischen 0,5 u. 0,6 mm (nach BECKER 1982 u. eig. Unters.). Die Oberflächen sind überzogen mit einem von der Spitze ausgehenden Netz verflochtener Kleinrinnen und einem charakteristischen kleinfaziellem Muster von Feinkies auf den höher gelegenen Arealen oder Sandbänkchen als „Flutfazies“ und Schluffhäutchen als Stillwasserablagerungen in trockenengefallenen Rinnen (Abb. 6). Da die täglich und stündlich wechselnden Wasserstände sowohl zu kurzzeitigen Teil- oder Gesamtüberflutungen (wie auch zum völligen Trockenfallen) führen, unterliegen die Kleinrinnen stetigen wie auch episodischen Wechseln während der Aufschüttung, die sich in Erosionsabschnitten in einer speziellen Flaserschichtung von Sand, Feinkies und Schlufflamellen widerspiegeln. Die Untersuchung der Rinnenströmungen durch BECKER (1982) ergab stets Froude-Zahlen zwischen 1,1 und 2. Hiermit im Einklang steht das Fehlen von Kleinrippeln und vor allem die ständige Entwicklung von Antidünen in den wasserdurchflossenen Rinnen.

4. DIE REZENTE ENTWICKLUNG DER SÜDÖSTLICHEN GLETSCHERRANDZONE

4.1. Die Gletscherrandbewegungen (vgl. Abb. 7)

Vielleicht am Beginn oder vor der „kleinen Eiszeit“ (ca. 1600—1900) kam es im nordwestlichen Bereich des Mýrdalssandur zur Aufschüttung von Sand- und Feinkieskörpern, deren noch vorhandene Relikte im Umkreis des Hafursey und in Gebirgsnischen über dem Rjúpnagil-Westufer nach Höhenlage und Oberflächenneigung auf einen Gletscherrand weisen, der höher und vermutlich nördlicher als der heutige lag.



Abb. 6: Faziesmuster auf einem Hochsander.

Fig. 6: Model of facies on a high sandur.

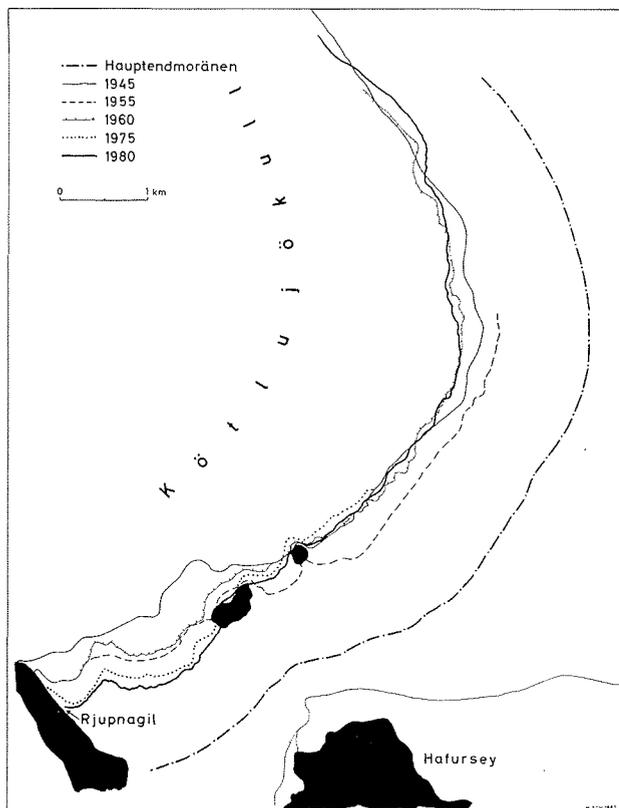


Abb. 7: Eisrandlagen des Kötlujökull zwischen 1904 u. 1980 (ohne Eiskernmoränen).

Fig. 7: Positions of ice margin of the Kötlujökull between 1904 and 1980 (without icecored moraines).

Der gegenwärtige Eisrand wird in 800–1300 m Entfernung umsäumt von den Überresten eines vorwiegend als Doppelsystem ausgebildeten Endmoränengürtels. Äquivalente Endmoränensysteme treten auch vor anderen isländischen Gletscherrändern auf, insbesondere im nördlichen Vorland des Mýrdalsjökull (KRÜGER & HUMLUM 1981) und südlichen Vorland des Skeiðarárjökull. Hier wurden sie von GALON (1973b) als „Hauptendmoränenzone“ bezeichnet. Da die Vorlandgliederung von Skeiðarár- und Kötlujökull auf analoge Gletscherbewegungen seit der Hauptendmoränenzeit weist, wird eine Zeitäquivalenz beider Systeme angenommen. Nach alten dänischen Karten und einer Notiz von SAPPER (1909) entsprechen diese Hauptendmoränen Eisrandlagen des Jahres 1904 (bzw. 1906). Nach einigen Autoren könnte die erste Anlage jedoch bereits auf isländische Gletschervorstöße des Jahres 1890 zurückgehen (z. B. WOLDSTEDT 1939, TODTMANN 1960, PRICE 1970). Das vor dem Kötlujökull sowohl Satz- wie auch Stauchmoränen enthaltende System weist nach häufigen Gliederungsmöglichkeiten in mehrere Eisrandlagen (und unter Berücksichtigung der gegenwärtigen Gletscherrandszillationen) auf ein mehrjähriges Verharren des Gletscherrandes in der Hauptendmoränenzone. So unterschied STAEGEMEIR (1981) auf einer dem südlichen Eisrand vorgelagerten Moräneninsel 11 Eisrandlagen. Falls die älteste Anlage auf das Jahr 1890 zurückgeht, wird der Gletscherrand sich vermutlich mindestens 14–16 Jahre im Bereich der Hauptendmoränenzone bewegt haben. Nach den bisher bekannt gewordenen Klimaabläufen und Gletscherschwankungen in Island (THORARINSSON 1943, EYTHORSSON 1963) erscheint dagegen eine spätere Rückkehr des Eises in die Hauptendmoränenzone um 1938, wie sie BOGACKI (1973) annimmt, sehr unwahrscheinlich. An diese Zone schließt sich eiswärts im Kötlujökull-Vorland (ebenso wie vor dem Skeiðarárjökull) eine Grundmoränenzone an, in der sich eine längere oder intensivere Abschmelzphase widerspiegelt.

Nach Luftbildern aus den Jahren 1945 und 1946 lag zu dieser Zeit der Eisrand des Kötlujökull im Süden etwa 1200 m und im Osten etwa 960 m hinter der Hauptendmoränenzone. Ein „innerer“ Endmoränengürtel weist darauf hin, daß die bisherige Regression von einer Vorstoß- oder längerer Stillstandsphase unterbrochen wurde. Bis zum Sept. 1955 stieß der Gletscher in einzelnen Loben bis über 500 m vor und hinterließ wiederum einen Wall von Endmoränen, die sich in Relikten bis heute erhalten haben. Irgendwann darauf erfolgte eine generelle Regression des Eisrandes, die im August 1960 zu Randlagen führte, welche im Osten bis etwa 300 m hinter den Positionen von 1945 lagen; im Süden war dagegen der Gletscherrückgang nur gering. Noch vor 1975 setzte dann hier eine Progression mit nach Südsüdosten gerichteter Hauptvorstoßrichtung ein, die bereits im August 1980 bis 800 m über die Position von 1945 hinausgeführt hatte, bis 1982 mit offenbar wachsender Dynamik unter Stauchmoränenbildungen anhielt und auf immer weitere Teile des Ostrandes übergriff.

Die Eisrandbewegungen des Kötlujökull seit 1945 zeigen eine zur Zeit besonders ausgeprägte Differenzierung. So führten sie in den vergangenen Jahren zur Progression des Südrandes bei gleichzeitigen Regressionserscheinungen am Ostrand.

4.2. Der Sandergürtel (vgl. Abb. 8)

Die Genese des den gegenwärtigen Gletscherrand umsäumenden Sandergürtels ist verknüpft mit der Zerstörung des alten Grund- und Endmoränengürtels, der sich nach der Regression des Gletschers aus der Hauptendmoränenzone vor dem Eisrand gebildet hatte. Dieser Moränensaum wurde spätestens durch den Köthlulaup am 12. Okt. 1918 im Süden durchbrochen (vgl. THORARINSSON 1959), nach den Luftbildern von 1945/1946 war er im übrigen zu diesem Zeitpunkt noch weitgehend unversehrt. Noch vor dem August 1945 leiteten dann allerdings die Schmelzwasserausbrüche 0,1,2,3 am Süd- und Oststrand des Gletschers wie auch die mit ihnen verknüpften Flachsander eine Entwicklung ein, die durch das Aufbrechen immer neuer Tore und entsprechende Flachsanderbildungen bis zum Herbst 1966 zu einer sukzessiven Erosion des Moränensaumes bis auf Reliktareale führte. Die danach noch subglaziär austretenden Schmelzwässer verursachten keine wesentlichen Veränderungen des Gletschervorlandes mehr und versiegten an dem hier untersuchten Eisrand mit Ausnahme des Rjúpnagil-Ausflusses bis zum Juli 1979 vollständig. Dafür führte eine offenbare Intensivierung der supraglaziären Entwässerung zur Entwicklung von Hochsandern, welche in wachsendem Maße vor allem auf den alten Flachsandern aufwuchsen und das gegenwärtige Erscheinungsbild des südöstlichen Gletschervorlandes weitgehend bestimmen. Im Gegensatz zur subglaziären Entwässerung ließ die supraglaziäre die noch verbliebenen Moränenreste i. w. unverändert.

Im einzelnen verlief diese Entwicklung etwa folgendermaßen: Zunächst bildete sich durch einen nach 1945 erfolgten und vor 1955 bereits wieder versiegten Schmelzwasserausbruch der Flachsander 4, wobei es zu einer Erweiterung des südlich gelegenen Moränendurchbruches kam. Dann führte spätestens der „kleine Köthlulaup“ am 25. Juni 1955 (THORARINSSON 1959, 1975) zur partiellen Erosion des Flachsanders 1 und zur Aufschüttung eines neuen Talsanders, der die im Süden gelegene Moräneninsel jedoch nicht berührte. Nach 1955, doch vor dem August 1960, verursachten die Ausbrüche 7 und 8 mit den zugehörigen Flachsanderbildungen einen neuen, ca. 1000 m breiten Durchbruch durch den Moränengürtel. Am Ostrand des Gletschers versiegte vielleicht bereits 1946 das Tor 3, dafür kam es jedoch etwa 450 m nördlich zum Ausbruch 6 und einer Erweiterung des vorgelegenen alten Moränendurchbruches. Vermutlich im August 1966 entstand das Tor 9 mit dem zugehörigen Flachsander. Der hiermit verbundene Wasserausbruch führte zur Zerstörung eines weiteren, ca. 700 000 m² umfassenden Moränenabschnittes, wobei die neue Südbegrenzung und Erosionskante des vor dem südöstl. Eisrand verbliebenen Moränengürtels einer alten, diesen Gürtel durchsetzenden Depression folgt. In den Zeitraum von 1960 bis 1975 fällt vermutlich auch der Ausbruch 10, welcher das im Süden vorgelagerte Moränenareal zwar nicht durchbrach, seine mehrere m hohe Nordkante jedoch bis max. 200 m zurückversetzte. Nach den vorhandenen Luftbildern und Begehungen kam es im Zeitraum 1945 bis 1966 nur vereinzelt zur Entwicklung bedeutenderer Hochsandern. Im August/Sept. 1966 spielte am südöstlichen Eisrand die supraglaziäre Entwässerung eine gänzlich untergeordnete Rolle. Noch vor 1975 setzte jedoch ein genereller Übergang zur hier

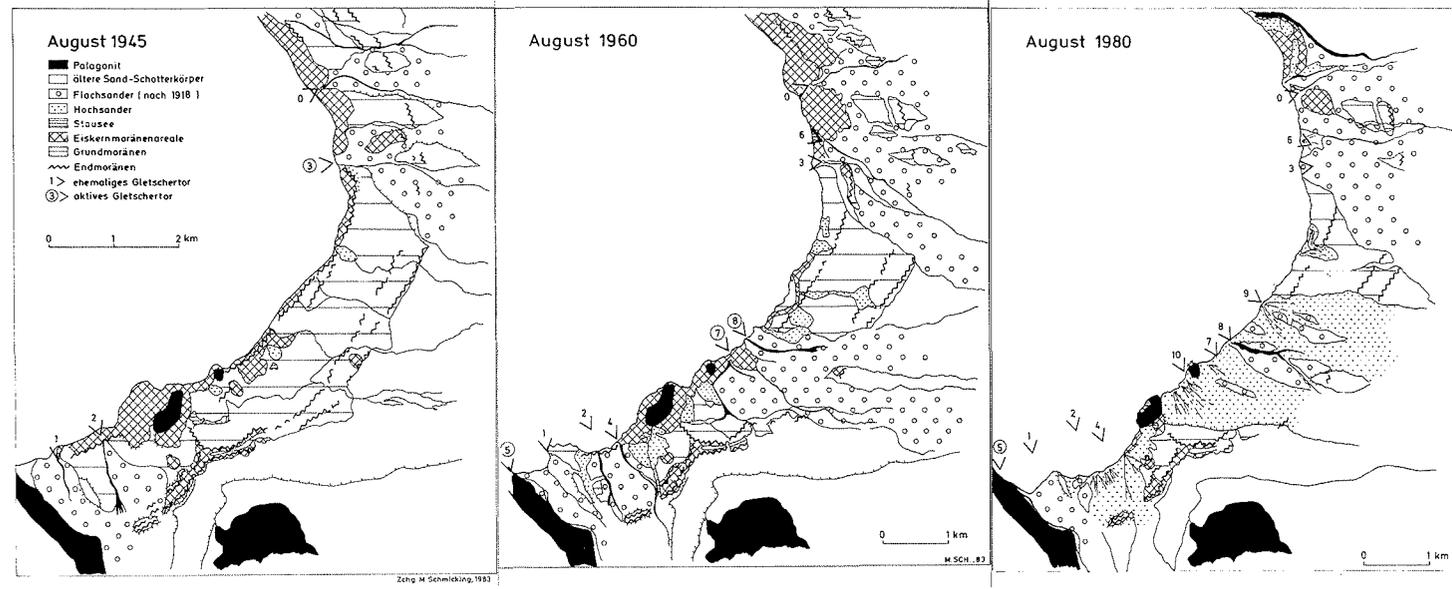


Abb. 8: Subglaziäre Gletscherentwässerung und Vorlandentwicklung seit 1945.

Fig. 8: Subglacial drainage of the glacier and the evolution of its foreland since 1945.

überwiegend supraglazialen Entwässerung ein, der zuerst im Süden, später auch vor dem südöstlichen Eisrand zu einem zusammenhängenden Hochsandergrütel führte, welcher die alten Flachsander weitgehend überdeckte.

Literatur

- Becker, B. (1982): Antidünen und Eisrandschwemmkegel im Vorland des Kötlujökull, Südisland. — Unveröff. Diplomarbeit, 1—82, Mainz.
- Bogacki, M. (1973): Geomorphical and geological analysis of the proglacial area of Skeiðarárjökull. Central western and eastern section. — *Geogr. Polonica* 26: 57—88.
- Braun, A. F. (1974): Eine sedimentologische Ableitung der Eisrandschwemmkegel aus der Obermoräne. — *Eclogae geol. Helv.* 67 (1): 155—161.
- Drewry, J. D. (1972): A quantitative assessment of dirt cone dynamics. — *J. Glaciol.* 11: 431—445.
- Ehlers, J. (1978): Vor dem Eisrand abgelagerte Sedimente — Beispiele aus dem nördlichen Niedersachsen. — *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg* 48: 17—32.
- Eythorsson, J. (1963): Variation of Iceland glaciers 1931—1960. — *Jökull* 13: 31—33.
- Galon, R. Hrs g. (1973a): Scientific results of the Polish Geographical expedition to Vatnajökull (Iceland). — *Geogr. Polonica* 26: 1—311.
- Galon, R. (1973b): A synthetic description of deposits and landforms observed on the proglacial area of Skeiðarárjökull. — *Geogr. Polonica* 26: 139—150.
- Goldwaith, R. P. (1951): Development of endmoraines in east central Baffin Island. — *J. Geol.* 59: 567—577.
- Gripp, K. (1929): Glaziologische u. geologische Ergebnisse Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. — *Abh. naturw. Ver. Hamburg* 22: 147—249.
- Gripp, K. (1958): Erdgeschichtliches über den Pinneberg und Umgebung. — In: A. Rust, Hrsg., *Funde vom Pinneberg*, 11—16, Neumünster.
- Gripp, K. (1964): In: *Erdgeschichte von Schleswig-Holstein, 184—191*. — Neumünster.
- Gripp, K. (1975): Hochsander — Satzmoräne — Endmoränenvertreter. — *Z. Geomorph. N. F.* 19: 490—496.
- Jaspersen, P. (1953): Sanderbildung durch subglaziale, aufsteigende Schmelzwasserströme? — *Eiszeitalter u. Gegenwart* 3: 129—135.
- Kjartansson, G. (1962): The Moberg Formation. — In: *On the Geology and Geophysics of Iceland, Guide to Excursion A2*, Int. Geol. Congress, XXI. Session, 21—28. — Copenhagen.
- Konarski, S. & J. Szupryczyński (1973): Glacial forms and deposits in the Sidujökull deglaciation area. — *Geogr. Polonica* 26: 255—311.
- Krüger, J. & O. Humlum (1981): The proglacial area of Mýrdalsjökull. — *Folia Geographica Danica* XV (1): 1—58.
- Leiviskä, J. (1928): Über die Ose Mittelfinnlands. Die Entstehung des Materiales und der Formung der Ose. — *Fennia* 51 (4).
- Price, R. J. (1970): Moraines at Fjallsjökull, Iceland. — *Arctic & Alpine Res.* 2 (1): 27—42.
- Rist, S. (1967): The thickness of the icecover of Myrdalsjökull, southern Iceland. — *Jökull* 17: 237—242.
- Röthlisberger, H. (1972): Water pressure in intra- and subglacial channels. — *J. Glaciol.* 11 (62): 177—203.
- Rucklidge, A. (1956): A glacier water-spout in Spitsbergen. — *J. Glaciol.* 2: 637—641.
- Sapper, K. (1909): Bemerkungen über einige südisländische Gletscher. — *Z. Gletscherkde.* 3: 297—305.
- Shaw, J. (1972): Sedimentation in the ice-contact environment, with examples from Shropshire (England). — *Sedimentology* 18: 23—62.
- Shreve, R. L. (1972): Movement of water in glaciers. — *J. Glaciol.* 11: 205—214.
- Staegemeir, B. (1981): Zur Geologie und Geomorphologie des Gletscher-Vorfeldes am Kötlujökull (Mýrdalsjökull/Südisland). — Unveröff. Diplomarbeit, 1—84, Mainz.
- Stenborg, T. (1968): Glacial drainage connected with ice structures. — *Geogr. Annaler* 50: 25—53.
- Thorarinsson, S. (1943): Oscillations of Iceland glaciers in the last 250 years. — *Geogr. Annaler* 25: 1—54.
- Thorarinsson, S. (1959): Um möguleika á því að segja fyrir næsta Kötlugos. — *Jökull* 9: 6—18.
- Thorarinsson, S. (1975): Katla og annáll Kötlugosa. — In: *Árbók Ferðafélags Íslands 1975*: 125—149.
- Todtmann, E. (1937): Einige Erlebnisse von glazialgeologischen Untersuchungen am Südrand des Vatna-Jökull auf Island (1931 u. 1934). — *Z. dtsh. geol. Ges.* 88: 77—87.
- Todtmann, E. (1960): Gletscherforschung auf Island (Vatnajökull). — *Univ. Hamburg, Abh. Auslandsk.* 65, C 19: 1—95.
- Ussing, N. V. (1903): Om Jyllands Hedesletter og teorierne om deres Dannelze. — *Oversigt. K. danske Vidensk. Forhandl.* 1903.
- Ward, W. H. (1952): The physics of deglaciation in Central Baffin Island (The glaciological studies of the Baffin Islands Expedition 1950, II). — *J. Glaciol.* 2 (11): 9—22.
- Weertmann, J. (1961): Mechanism for the formation of inner moraines found near the edge of cold ice caps and ice sheets. — *J. Glaciol.* 3: 965—978.
- Woldstedt, P. (1939): Vergleichende Untersuchungen an isländischen Gletschern. — *Jb. preuß. geol. L.* — A. 59: 249—271.