

# Beiträge zur jungholozänen Deglaziationsgeschichte im mittleren Westgrönland

Von Herbert Scholz und Walter Grottenthaler\*

**Zusammenfassung:** Während der Ablauf der Deglaziation Westgrönlands im älteren Teil des Holozäns relativ gut bekannt und durch zahlreiche Radiokohlenstoff-Daten abgesichert ist, liegt die Geschichte des Eisrandes zwischen etwa 6000 und 400 Jahre vor heute weitgehend im Dunklen. Im Rahmen eines von der DFG finanzierten Forschungsvorhabens wurden u. a. auch Untersuchungen zur holozänen Eisrückzugsgeschichte im mittleren Westgrönland durchgeführt. Das Arbeitsgebiet liegt im unmittelbaren Vorfeld des Eises, südöstlich vom Flughafen Søndre Strømfjord. Hier verbreitete Moränenwälle (Ørkendalen-Moränensystem) sollen nach lichenometrisch ermittelten Altersdaten höchstens 700 Jahre alt sein. Doch erwiesen sich schon die äolischen Deckschichten über diesen Wällen, aufgrund einer Thermolumineszenz-Altersbestimmung, als deutlich älter (mindestens 1200 J. v. h.). Damit sollte das Ørkendalen-Moränensystem spätestens im frühen Subatlantikum entstanden sein. Spuren einer Bodenbildung in den älteren Teilen der Profile dieser äolischen Deckschichten kann als Hinweis auf ein feuchter und wärmer getöntes Klima gewertet werden, das im Untersuchungsgebiet nach der Entstehung dieser Wallsysteme herrschte (Post-Ørkendalen-Intervall, etwa 1500—700 J. v. h.). Dies und die Allgegenwart der äolischen Deckschichten, auch an Stellen, wo heute ein Ausblasungsgebiet fehlt, sprechen für eine Lage des Eisrandes in dieser Zeit von mehr als 10 km östlich des aktuellen Standes.

**Summary:** The early Holocene deglaciation is reasonably well known in central West Greenland, on the basis of a number of radiocarbon dates. Nearly nothing is known, however, of the history of the ice recession between ca 6000 and 400 years ago. During a scientific research program in the summers of 1986 and 1987, sponsored by the DFG (Deutsche Forschungsgemeinschaft), the position of the ice margin in West-Greenland, since 6000 y. B. P. had been of particular interest. The investigated area is situated close to the Inland Ice, southeast of Søndre Strømfjord. Lichenometric age determinations seemed to indicate an age of not more than 700 y. B. P. for a system of marginal moraines, found within an area of a few kilometers in front of the recent ice margin (Ørkendalen moraine system). Thermoluminescence dating of aeolian sands ("loess") covering these moraine ridges shows, however, that the Ørkendalen moraine system was generated before 1200 y. B. P., and is presumably even much older. It should have formed, therefore, very latest in early Subatlantic times. Well developed soils within older parts of the ubiquitous "loess"-cover lead to the postulation of a warmer and moister climate (compared with today) near the recent ice margin, after the Ørkendalen moraine system had formed (Post-Ørkendalen-Interval, presumably 1500—700 y. B. P.). Since similar aeolian sediments are found here everywhere close to the Inland Ice, even in places where a source area is missing today, the position of the ice margin during the Post-Ørkendalen-Interval could have been some 10 km east of the present one.

## 1. EINLEITUNG

Im unmittelbaren Vorfeld des Inlandeises in Westgrönland, d. h. in einem Streifen von wenigen Kilometern vor dem Eis, östlich des Flughafens Søndre Strømfjord (Topographische Karte 1:250 000 Blatt Søndre Strømfjord Øst, GEODAETISK INSTITUT 1977) wurden in den Sommern 1986 und 1987 eingehende geologische und botanische Untersuchungen durchgeführt. An dem dankenswerterweise von der deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten Projekt (Projektleitung: Dr. Herbert Scholz, Techn. Univ. München) waren Wissenschaftler verschiedener Fachrichtungen beteiligt: Dr. Jürgen Froh (Geologie) und Angelika Kleinmann (Palynologie) von der Techn. Univ. München, Dr. Hans Gilck (Geobotanik) aus Prien sowie Dr. Walter Grottenthaler (Bodenkunde) vom Bayer. Geol. Landesamt. Außerdem wirkten Geologiestudenten der Techn. Univ. München (Klaus Eckhof, Heiner Funk, Burkhard Schreiner und Axel Thiele) bei der Kartierung mit. Im Rahmen der Untersuchungen wurde unter anderem eine etwa 80 km<sup>2</sup> große Fläche der eisrandnahen Gebiete zwischen Ørkendal und Pinguarssuuk Alannguata Kuusuaq (Flußsystem nördlich des Pinguarssuup) geologisch und pflanzensoziologisch kartiert. Herr Dr. Ludwig Zöllner (Max-Planck-Institut für Kernphysik) aus Heidelberg führte eine TL-Altersbestimmung durch. All denen, die in irgendeiner Form am Projekt beteiligt waren, sei an dieser Stelle der herzlichste Dank ausgesprochen. Einige Ergebnisse zur Eisrückzugsgeschichte und zur Holozänstratigraphie Westgrönlands sollen hier kurz vorgestellt werden.

\* Priv.-Doz. Dr. Herbert Scholz, Lehrstuhl für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie der Technischen Universität München, Lichtenbergstr. 4, 8046 Garching.  
Dr. Walter Grottenthaler, Bayerisches Geologisches Landesamt, Heßstr. 128, 8000 München 40.

## 2. GEOGRAPHISCH-GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

Das hier zur Diskussion stehende Gebiet liegt im mittleren Westgrönland, etwas nördlich des Polarkreises (Abb. 1). Zwischen dem Sukkertoppegebiet im Süden und der Diskobucht im Norden reicht das Inlandeis nicht — wie sonst fast überall in Grönland — nahe an die Küste heran, sondern grenzt in Form flacher Eiszungen an ein Bergland mit Mittelgebirgscharakter, das stellenweise bis zu 180 km breit wird. Von den kilometerbreiten Gletscherzungen, die gewöhnlich in 100 bis 300 m hoch liegenden Tälern enden, fließen wasserreiche Flußsysteme auf breiten Sanderflächen nach W, wo sich ihre Wassermassen in weit ins Landesinnere hineinreichende Fjorde ergießen. Der Untergrund besteht aus präkambrischen (archaischen) Intrusiva — vor allem Quarzsyenite mit mafischen Restiten — die von großen Lamprophyrgängen durchschlagen werden (GRØNLANDS GEOL. UNDERS. 1971). Dieses Grundgebirge ist großflächig mit teilweise mächtigen quartären Ablagerungen — vor allem Moränen und glazifluvialen Ablagerungen — bedeckt (GRØNLANDS GEOL. UNDERS. 1974). 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 (HAARLÖV & al. 1980, ETAC 1970).

Das eisfreie Gebiet — zwischen dem Eisrand bei Søndre Strømfjord und der Küste bei Holsteinsborg (grld. Sisimiut) im mittleren Westgrönland — ist eines der quartärgeologisch am besten untersuchten Ge-

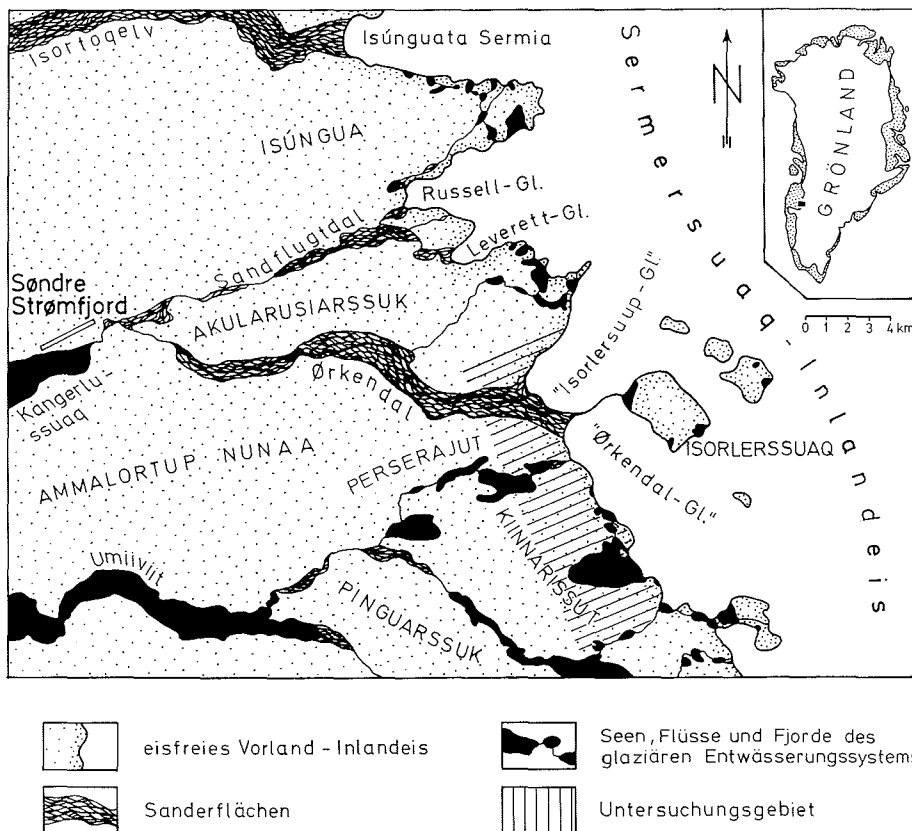


Abb. 1: Übersichtskarte des Gebietes zwischen dem Flughafen Søndre Strømfjord und dem Inlandeis im mittleren Westgrönland. Die in Anführungszeichen stehenden Begriffe sind frei erfundene Arbeitsnamen und nicht durch die zuständigen Behörden zum allgemeinen Gebrauch freigegeben.

Fig. 1: Summary map of the region between Søndre Strømfjord airport and the Inland Ice in Central West Greenland. The names in quotation marks are unofficial and used for clarity only.

bierte Grönlands. Die systematische Erforschung begann hier schon in den zwanziger Jahren unseres Jahrhunderts (HOBBS 1931, BELKNAP 1941), wurde aber erst seit der zweiten Hälfte unseres Jahrhunderts intensiviert, nachdem der Flughafen Sønder Strømfjord im 2. Weltkrieg gebaut worden war (HANSEN 1970, WEIDICK 1963 etc., TEN BRINK 1975 etc.).

### 3. DIE DEGLAZIATION WESTGRÖNLANDS

Die Deglaziation Westgrönlands ist — dank der Arbeiten von WEIDICK (1968, 1971, 1985), TEN BRINCK (1975) und STÄBLEIN (1975) — in großen Zügen bekannt. Dabei ist von den genannten Autoren versucht worden, die in Westgrönland bekannten und oft über mehr als 150 km verfolgbaren Moränensysteme mit Hilfe von fossilen Stränden und glazimarin Ablagerungen zu datieren. Viele von ihnen lassen sich zeitlich mit Moränen verknüpfen. Sie enthalten oft radiometrisch datierbare Schalenreste mariner Mollusken. Diese marinen Bildungen liegen aufgrund der postglazialen Landhebung bis zu 120 m über dem heutigen Meeresspiegel und begleiten die Flußsysteme und Fjorde als deutlich erkennbare Terrassen. Die größten Hebungsbeträge, von mehr als 120 m über den heutigen Meeresspiegel hinaus, werden zwischen den Fjorden Kangerlussuaq und Nassuttooq — etwa 50 km von der Küste landeinwärts — erreicht (Abb. 2). Die Hebungsraten nehmen von hier aus sowohl zur Küste als auch zum Inlandeis hin stark ab. Die genannten Autoren gehen im wesentlichen von einem einsinnigen, kontinuierlichen Eisrückzug in Westgrönland aus, bei dem Zug um Zug — von kleineren Vorstößen unterbrochen — die heutigen Randlagen erreicht worden sind. Neuerdings geht allerdings WEIDICK (1985) davon aus, daß im mittleren Westgrönland schon vor etwa 6000 Jahren der Eisrand das erste Mal den jetzigen Stand erreicht und in der Folge sogar deutlich unterschritten hat. Wenigstens die jüngeren der erwähnten Moränensysteme wären demnach das Ergebnis großer holozäner Wiedervorstöße.

Die äußersten faßbaren Randlagen der letzten Eiszeit finden sich — heute vom Meer bedeckt — auf dem Schelf vor der Küste (SOMMERHOFF 1975, 1983). STÄBLEIN (1975) nennt diese Bildungen „Vorküstenstadien“ und schreibt ihnen ein Alter von mehr als 10 000 Jahren zu (Abb. 2). Die ältesten über weitere Strecken verfolgbaren Moränensysteme auf dem Festland liegen nicht weiter als maximal 100 km von der Küste aus landeinwärts und werden als „Nunatak-Stadien“ bezeichnet (Abb. 2). Wenn man versucht, die teilweise widersprüchlichen Angaben bei WEIDICK, STÄBLEIN und TEN BRINK auf einen Nenner zu bringen, sind diese Bildungen zwischen 8800 und 9500 Jahre alt.

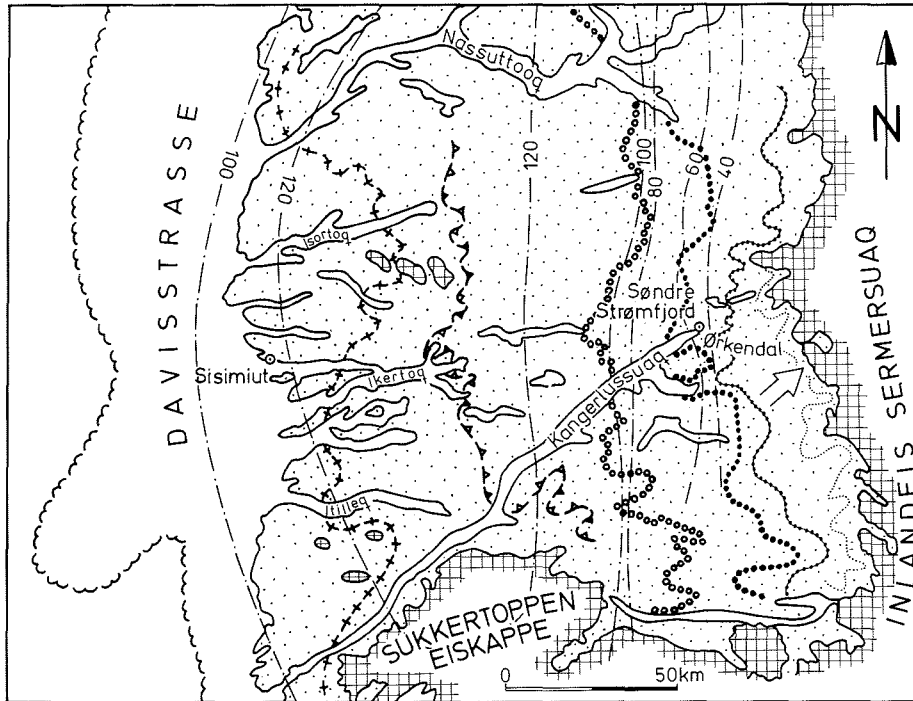
Der innere Teil der großen Fjorde wird im mittleren Westgrönland von Moränensystemen gequert, die als „Fjord-Stadien“ bezeichnet werden. Nach WEIDICK (1968) liegt ihr Alter zwischen 7300 und 8300 Jahren vor heute (Abb. 2). Völlig unterschiedliche Angaben machen TEN BRINK (1975) und STÄBLEIN (1975) zu den „Vorfeld-Stadien“ (bzw. die „Moränen der inneren Zone“ nach WEIDICK 1968). In den vergangenen Jahrzehnten hatten sich die Gletscher um stellenweise mehrere Hundert Meter von den Maximalständen der Jahrhundertwende zurückgezogen. Seit dem Anfang der achtziger Jahre stoßen sie überraschender Weise im mittleren Westgrönland wieder kräftig vor. Die Gletscherstirnen dieser „Aktuellen Phase“ haben vielfach wieder die Wallsysteme der „Historischen Stadien“ erreicht oder gar überschritten. Damit wird von folgendem stratigraphischen Schema ausgegangen:

Aktuelle Phase:	vorrückender Eisrand (heute)
Historische Stadien:	Moränensysteme am Eisrand (400—30 J. v. h.)
Post-Ørkendalen-Intervall	(?1500—700 J. v. h.)
Vorfeld-Stadien:	Ørkendalen-Moränensystem (?2500—1500 J. v. h.)
	Keglen-Moränensystem (6500—6000 J. v. h.)
Fjord-Stadien:	Umivit-Moränensystem (7300 J.v. h.)
	Angujartorfik-Moränensystem (8300 J. v. h.)

Nunatak-Stadien: Sarfartoq- u. Avatdleq-M. (8800—8700 J. v. h.)  
 Taserqat-Moränensystem (9500 J. v. h.)

Vorküsten-Stadien (älter als 10 000 J. v. h.)

Da im engeren Untersuchungsgebiet ausschließlich Bildungen vorhanden sind, die den Vorfeldstadien angehören oder sogar noch jünger sind, wird im folgenden nur dieser jüngste Abschnitt der Eistrückzugsgeschichte in Westgrönland diskutiert.



Vorküsten-Stadien » 10000 J.v.heute	Nunatak-Stadien	Fjord-Stadien	Vorfeld-Stadien	Historische Stadien 400-30 J.v.heute (+heutiger Eisrand)
	Sarfartoq- u. Avatdleq- Moränensysteme 8800-8700 J.v.h.	Umivit- Moränensystem 7300 J.	Ørkendalen- Moränensystem (?) 2500-(?) 1500 J.v.heute	
	Taserqat- Moränensystem 9500 J.v.h.	Angujårtorfik- Moränensystem 8300 J.v.h.	Keglen- Moränensystem 7200-6000 J.v.h.	

Abb. 2: Eistrückzug und Landhebung zwischen Holsteinsborg (grld. Sisimiut) und Søndre Strømfjord im mittleren Westgrönland. Die Rückzugsstadien und Moränensysteme sind stark generalisiert eingezeichnet. Sie sind zusammengestellt nach WEIDICK (1968, 1971, 1972b, 1973), TEN BRINK (1975), STÄBLEIN (1975) und eigenen Ergebnissen. Die Isobasen geben die maximalen Hebungsbeiträge des Landes im Laufe des Holozäns in Metern an (bezogen auf den heutigen Meeresspiegel). Übernommen von WEIDICK (1976). Der Pfeil kennzeichnet die Lage des Untersuchungsgebietes.

Fig. 2: Recession of the Inland Ice and postglacial uplift between Holsteinsborg (Sisimiut) and Søndre Strømfjord. Simplified map shows former ice margins and the fossil moraine systems, after WEIDICK (1968, 1971, 1972b, 1973), TEN BRINK (1975), STÄBLEIN (1975) and own investigations. The isobases show the maximum Holocene land uplift in relation to the recent shore line (in metres), after WEIDICK (1976). The arrow indicates the location of the investigated area.

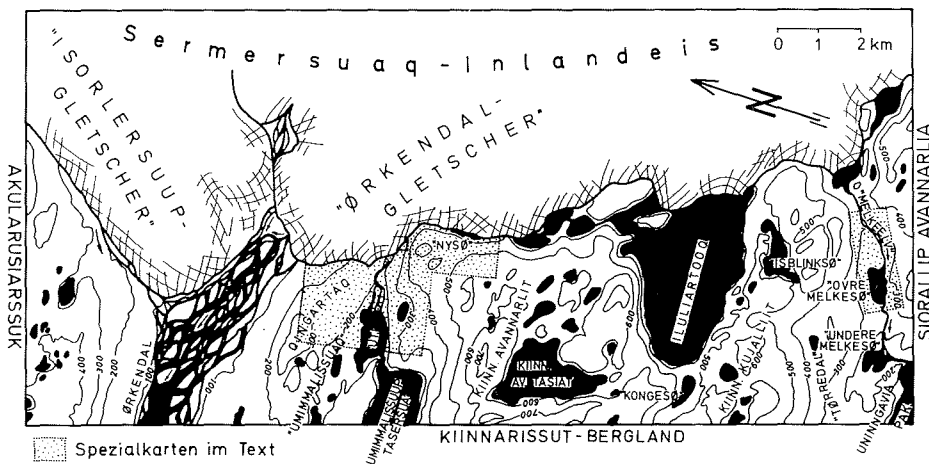


Abb. 3: Topographische Übersichtskarte mit der Lage der Spezialkarten und den in diesem Aufsatz verwendeten Namen. Die Lage des Arbeitsgebietes ergibt sich aus Abb. 1.

„UT.“ = „Ummalissuup Tasinnua“, PAK. = Pinguarssuup Alannguata Kuussuaq, KIINN. AV. TASIAT = Kiinarissut Avannarlit Tasiat. Die Namen ohne Anführungszeichen stammen aus den einschlägigen topographischen Karten, Führern und anderen Publikationen. Bei der Revision der Rechtschreibung von grönländischen Flurnamen hat uns der führende Ortsnamenskundler H. C. Petersen (NUuk) geholfen. Er hat uns auch einige weitere Namen mitgeteilt, die auf den Karten 1:250 000 nicht zu finden sind (Qingartaq, Kiinarissut Avannarlit Tasiat, Uninnavia, Siorallip Avannarlia). Die in Anführungszeichen stehenden Begriffe sind frei erfundene Arbeitsnamen und nicht durch die zuständigen Behörden zum allgemeinen Gebrauch freigegeben.

Fig. 3: Topographical summary map showing the positions of the maps (Figs. 4, 5 and 7) and the place names used in this paper. For location of the research area see Fig. 1.

„UT.“ = „Ummalissuup Tasinnua“, PAK. = Pinguarssuup Alannguata Kuussuaq, KIINN. AV. TASIAT = Kiinarissut Avannarlit Tasiat. The place names without quotation marks are taken from official topographical maps, guides and other publications. We were assisted by the leading Greenlandish etymologist H. C. Petersen (Nuuk) in revising the old, incorrect orthography of the Greenlandish names. Mr. Petersen also unearthed several local names which do not appear on the official 1:250 000 maps (Qingartaq, Kiinarissut Avannarlit Tasiat, Uninnavia, Siorallip Avannarlia). The place names in quotation marks, however, were made up for use in the field and are unofficial.

### 3.1 Bildungen des Ørkendalen-Moränensystems

Im unmittelbaren Vorfeld des Inlandeises finden sich zahlreiche glazigene Ablagerungen und Formen, die keinerlei Beziehung zum heutigen Eisrand besitzen (Abb. 2, 4). Während die hier vorkommenden Wallsysteme zum Ørkendalen-Moränensystem (TEN BRINK 1975) gerechnet werden, sind andere Bildungen vermutlich viel älter — sind vielleicht sogar älter als die Vorfeldstadien überhaupt. Dabei handelt es sich vor allem um mächtige Grundmoränen, die an einigen Stellen am Eisrand von Erosionsrinnen angeschnitten werden. Wie die Wallsysteme des Ørkendalen-Stadiums tragen sie äolische Deckschichten („Lösse“).

#### 3.1.1 Wälle und Wallsysteme

Im ganzen Kartiergebiet sind Moränenwälle und Wallsysteme verbreitet, die dem Ørkendalen-Moränensystem zugeordnet werden können (TEN BRINK 1975). Im Gegensatz zu den Wällen der Historischen Stadien tragen sie „Löb“-Decken (Abb. 8 unten). Die Wälle sind manchmal klein, wenig höher als 2 m und kaum über mehr als einige Zehnermeter verfolgbar — stellenweise aber auch bis über 15 m hoch und mehr als 500 m lang. Der Querschnitt der Wälle ist teils symmetrisch, teilweise aber auch zur Außenseite hin etwas flacher, vor allem dort, wo sich derartige Wälle mit Spuren von peripheren Entwässerungssystemen verknüpfen lassen. Die Wälle bestehen größtenteils aus grobem Blockwerk (eckige, oft kantengerundete, seltener gut gerundete Blöcke), das sich an der Oberfläche durch Ausblasen von Feinmaterial angereichert hat. Gräbt man die Wälle auf, weisen sie im Inneren oft sandige Zwickelfüllungen mit geringen Schluffanteilen auf. Vereinzelt bestehen Wälle auch, ganz oder teilweise, aus relativ gut sortierten Grobkiesen. Da weder die kiesigen noch die blockigen Wälle so aufgeschlossen sind, daß Aussagen über Sedimentstrukturen möglich wären, kann über das Vorkommen von Stauchmoränen nichts gesagt werden. Wie im Abschnitt 3.1.2 dargelegt wird, sind die wallartigen Strukturen an der Typlokalität des Ørkendalen-Moränensystems TEN BRINKS keine Moränenwälle.

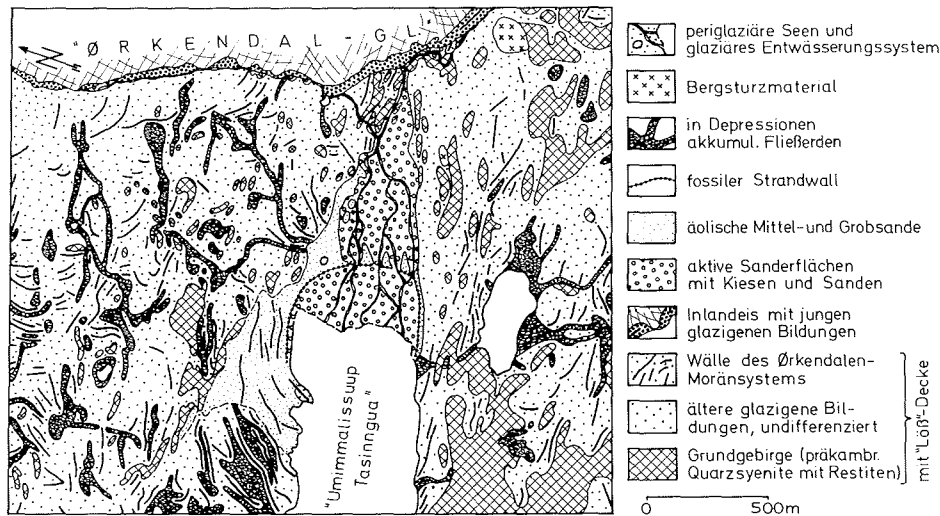


Abb. 4: Vereinfachte geologische Karte der Umgebung des Schmelzwassersees „Umimmalissuup Tasinnua“. Der dargestellte Ausschnitt ist auf der topographischen Karte Abb. 3 zu finden. Der heutige Eisrand schneidet die Wälle des Ørkendalen-Moränensystems in spitzem Winkel ab. Als junge glazigene Bildungen werden hier sowohl die rezenten Moränen als auch die Wälle der Historischen Stadien bezeichnet.

Fig. 4: Simplified geological map of the neighbourhood of the meltwater lake "Umimmalissuup Tasinnua". The section shown is from map Fig. 3. The recent ice margin cuts across the fossil moraines of the "Historical stage" at an acute angle. Recent moraines and moraines of the "Historical stage" are grouped together as "jüngere glazigene Bildungen".

### 3.1.2 Schmelzwasserrinnen, Kames und Sölle

An vielen Stellen haben periphere Entwässerungssysteme, die mit Wällen des Ørkendalen-Moränensystems verknüpft werden können, deutliche Spuren hinterlassen. Große periphere Rinnen, die sich in eine ältere Grundmoränenlandschaft mehrere Zehnermeter tief eingeschnitten haben, finden sich am Nordufer des Ørkendals im Bereich des dortigen Dünenfeldes. Sie zeichnen die zum Ørkendal hin absteigenden alten Eisränder nach. Die zwischen den Rinnen stehengebliebenen Reste der alten Landoberfläche sind kulissenartig so hintereinandergestaffelt, daß sie große Moränenwälle vortäuschen. An dieser Stelle liegt die Typuslokalität des Ørkendalen-Moränensystems von TEN BRINK (1975), bei dem es sich aber offensichtlich nicht um Moränenwälle, sondern um ein System eisrandparalleler Erosionsrinnen in älteren Grundmoränen handelt.

Manche der peripheren Rinnen haben im Arbeitsgebiet so breite und ebene Böden, daß sie mit hoher Wahrscheinlichkeit Kiese oder Seesedimente enthalten. Nachweisen läßt sich das indes nur an wenigen Stellen, da gerade diese Täler gerne mächtigere Füllungen aus akkumulierten Fließerden enthalten. Die Permafrosttafel, die meist schon innerhalb dieser Deckschichten liegt, läßt sich mit dem Bohrstock nicht durchteufen. So können Kiese fast immer nur dort direkt nachgewiesen werden, wo durch ausgeschmolzenes Toteis steile Hänge innerhalb oder am Rand eben akkumulierter Schmelzwasserflächen entstanden sind. Solche Verhältnisse finden sich stellenweise z. B. im „Umimmalissuaq“-Tal, wo Schmelzwasserkiese um eine in einem Seebecken liegende Toteismasse herumgeschüttet worden sind. Sie sind heute in kiesigen Kamestrassen am Seeufer sichtbar. Ähnliche Kamesbildungen finden sich auch am Nordufer des „Øvre Melkesø“ (Abb. 5). Hier schließt sich im W eine grandiose Eiszerfallslandschaft an, mit kiesigen Kames, zahlreichen Söllen, Tumuli und Radialmoränen.

### 3.1.3 Terrassentreppen

Eine Besonderheit sind große Terrassentreppen, die sich jeweils im E der vom „Melkeelv“ durchflossenen Seen befinden. Es handelt sich um eben akkumulierte Terrassen, mit Gefällen von etwa 10–20 m/km nach SW, in die sich der heutige Fluß um mehr als 20 m eingeschnitten hat. Gegen den Fluß wie ge-

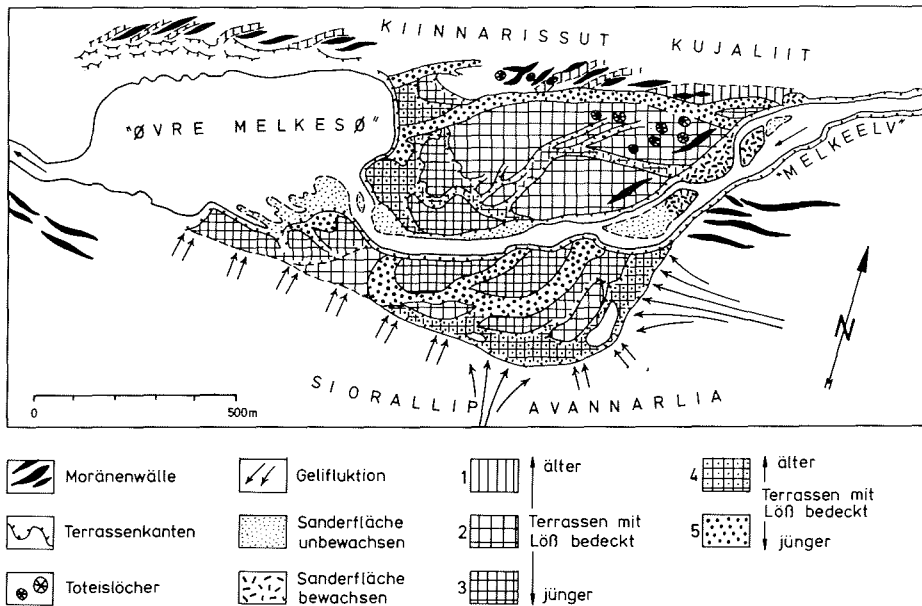


Abb. 5: Geomorphologische Karte des Terrassenfeldes am „Øvre Melkesø“. Der dargestellte Ausschnitt ist auf der topographischen Karte Abb. 3 zu finden. Die im östlichen Teil des Kärtchens blockigen, im westlichen Teil grobkiesigen Sedimente sind von einer Eiszunge im Tal des „Melkeelv“ gegen eine Toteismasse geschüttet worden, die im Gebiet des „Øvre Melkesø“ lag. Von dieser Toteismasse zeugen noch Kamesterrassen, die am Nordufer des Sees entwickelt sind.

Fig. 5: Geomorphological map of the terrace system at "Øvre Melkesø". The region shown here is located on topographical map Fig. 3. The gravelly meltwater sediments, which contain boulders in the eastern parts, accumulated between a retreating glacier tongue in the east and stagnant ice in the basin of the "Øvre Melkesø". Kames at the northern shore of the lake are traces of this dead ice body.

gen den See zu ist das Terrassenfeld von steilen Terrassenkanten begrenzt. Am „Øvre Melkesø“ (Abb. 5) lassen sich 5 verschieden alte (heute mit „Löb“ bedeckte) Schmelzwasserflächen unterscheiden, deren distale Enden aus Grobkies bestehen, deren proximale Bereiche aber von blockigen, schlecht sortierten, aber gut ausgewaschenen Schmelzwassersedimenten aufgebaut werden. Die Grobkörnigkeit der Sedimente überrascht nicht, wenn wir uns die im unmittelbaren Vorfeld der heute hier liegenden Gletscher entstehenden, groben Schmelzwasserablagerungen ansehen. Hier finden sich auch einige kleine, niedrige Moränenwälle und zahlreiche Toteislöcher. Die Verhältnisse lassen sich zwanglos mit der Annahme erklären, daß sie Schotter von Schmelzwässern einer langsam im Tal zurückweichenden Gletscherzunge — gegen eine im Becken des „Øvre Melkesø“ liegende Toteismasse — geschüttet worden sind.

Analoge Verhältnisse finden sich auch im flußabwärts gelegenen, nächsten Terrassenfeld. Eine kleinere Terrassentreppe, die nach dem gleichen Prinzip gebaut ist, liegt in einer Bucht am SE-Ende des „Umimmalissuup Tasersua“. Auch hier scheinen die Schmelzwässer einer kleinen Eiszunge Kiese gegen eine im Seebecken liegende Toteismasse geschüttet zu haben. Das Tieferlegen des Vorfluters — was zur Ausbildung immer neuer Terrassen geführt hat — muß in beiden Fällen durch das sukzessive Absinken der schmelzenden Eisoberfläche erfolgt sein. Mit alten Meeresständen jedenfalls, die für die Entstehung zahlreicher Terrassen in Westgrönland verantwortlich sind, können diese Terrassen nicht in Zusammenhang gebracht werden, da alle drei Terrassentreppe zwischen 170 und 300 m über NN liegen — weit höher als die in dieser Gegend bekannten höchsten, postglazialen Meeresstände (Abb. 2).

### 3.1.4 Ablauf des Eisrückzuges

Während sich das Inlandeis über den Bereich des Kartiergebietes hin nach E zurückzog, war die Geometrie des Eisrandes teilweise erheblich anders als heute. Wälle des Ørkendalen-Moränensystems werden

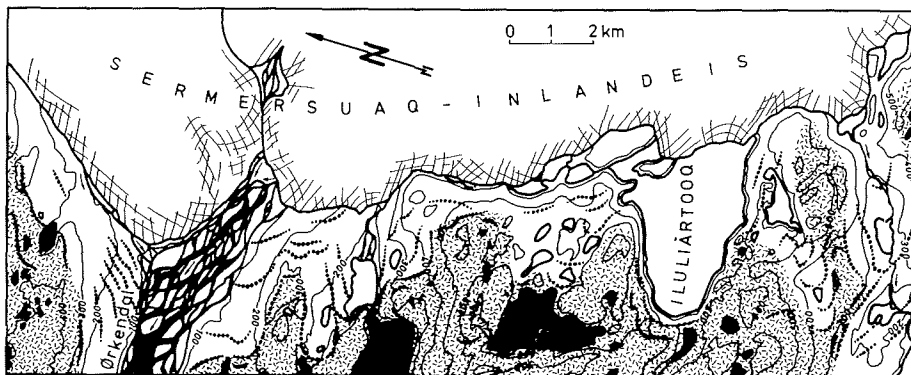


Abb. 6: Die gut dokumentierten Gletscherstände der Vorfeldstadien im Arbeitsgebiet (punktierte Linien, generalisiert) und die großen Eiszungen, die sich daraus ableiten lassen. Um sie deutlicher hervortreten zu lassen, ist das in einer Spätphase des Eisrückzuges eisfreie Gebiet gerastert. Die Linie ist aber keine Isochrone, da sich die Eisstände einzelner Zungen nicht sicher parallelisieren lassen.

Fig. 6: Obvious traces of glacier margins of the "Vorfeld-stages" within the studied area (dotted lines, simplified) and some reconstructed glacier tongues which formed them. To emphasize these tongues, the foreland, which was ice free in the later stages of the ice recession, is irregularly dashed. The borderline between the irregularly dashed and white areas in the sketch, however, is not isochronous, because moraines of adjacent glacier lobes cannot be easily correlated.

vom aktiven Eisrand oft in spitzen Winkeln, manchmal sogar senkrecht, abgeschnitten (z. B. Eisrand am Qingartaq; Südrand des Russell-Gletschers). Der Rand des Inlandeises verläuft heute zwischen Ørkendal und Iluliartooq im wesentlichen ziemlich gerade, während sich im Verlauf der fossilen Wallsysteme in diesem Gebiet eine Reihe von weit nach W vorspringenden Eiszungen abzeichnen (Abb. 6). Allerdings ist es kaum möglich, einzelne Wälle oder Wallgruppen verschiedener Zungen miteinander in eine zeitliche Beziehung zu bringen. Sich gegenseitig teilweise rechtwinklig abschnidende Wallsysteme deuten darauf hin, daß das Ørkendalen-Moränensystem im Laufe mehrerer Vorstöße und Rückzüge einzelner Inlandeiszungen entstanden ist. Geht man von der Bildungsgeschwindigkeit von Moränenwällen aus, die sich an den Wallsystemen in der Umgebung des Russellgletschers weiter im N ablesen läßt (TEN BRINK 1975, ERIKSON 1987), sind für den Entstehungszeitraum des Ørkendalen-Moränensystems mindestens Jahrhunderte zu veranschlagen.

### 3.2 Bildungen des Post-Ørkendalen-Intervalls: äolische Deckschichten

Im Vorfeld des aktuellen Eisrandes und der Wälle der Historischen Stadien tragen Moränen und Schmelzwasserablagerungen, die dem Ørkendalen-Moränensystem zuzurechnen sind, häufig aber auch das Grundgebirge, im gesamten Kartiergebiet eine Decke aus „Löß“. Als „Löß“ werden hier in Westgrönland feinkörnige äolische Sedimente bezeichnet, die meist kalkfrei sind und in Westgrönland riesige Areale bedecken (HOBBS 1931, BELKNAP 1941, HOLOWAYCHUK & EVERETT 1972). Es handelt sich durchwegs um Bildungen, deren Korngrößenmaxima — ähnlich unseren europäischen Lössen — im Feinsand- und Schluffbereich liegen, allerdings ist der Schluffanteil (vor allem der Feinschluffanteil) bedeutend geringer als bei diesen. Während die nur 1 bis 2 dm mächtigen „Löß“-Profile oft keine Schichtung zeigen, sind die mächtigeren immer geschichtet und enthalten nicht selten dünne Lagen mit zersetztem Pflanzenmaterial. Auch Knochenbruchstücke (meist Extremitätenreste von Karibus) sind manchmal eingelagert.

Auf den stärker durchfeuchteten Nordhängen wurden die äolischen Deckschichten durch Bodenfließen mit organischem Material oder mit Geschiebematerial vermischt und zeigen keine Schichtung mehr. Weitgehend frei von äolischen Deckschichten sind alle aktiven Schmelzwasserflächen und Moränenwälle. Sie fehlen aber auch auf allen Wällen, die den Historischen Stadien zuzurechnen sind (Abb. 9). An den Stellen, wo der aktive Eisrand unmittelbar an Bildungen des Ørkendalen-Moränensystems grenzt, kann man stellenweise sehen, daß die „Löß“-Decken unter jungem Geschiebematerial liegen. Das ist keine lokale



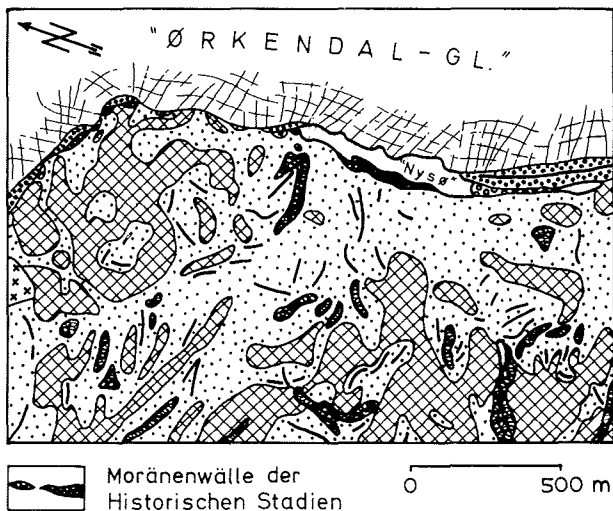


Abb. 7: Vereinfachte geologische Karte der Umgebung des „Nysø“ am Ostrand des Kiinnarissut-Berglandes. Nur die Bildungen des aktiven Eisrandes und die der Historischen Stadien sind frei von „Löb“. Der dargestellte Ausschnitt ist auf der topographischen Karte Abb. 3 zu finden. Legende wie auf Abb. 4, nur sind hier die „jungen glazigenen Bildungen“ in „aktive Moränen“ und „Historische Stadien“ unterteilt.

Fig. 7: Simplified geological map of the "Nysø"-region in the eastern part of the Kiinnarissut mountains. Only the sediments formed in connection with the active ice margin and those of the "Historical stages" are free of "loess". For the location of the region see Fig. 3. Despite the subdivision shown here into active moraines and moraines of the "Historical stages" the signatures are the same as in Fig. 4.

Erscheinung — sind doch die Verhältnisse auch 20 km weiter im N, am Russell-Gletscher, ganz ähnlich.

Abgesehen von größeren Flugsand-Akkumulationen in der unmittelbaren Nachbarschaft zu heute aktiven Moränen und Sanderflächen kommt es heute nirgends mehr zu einer nennenswerten Neubildung von äolischen Decken. Ganz im Gegenteil — in dem „Löb-Decken“ überwiegt momentan der Abtrag durch Deflation. Dabei entstehen große Deflationswannen, an deren Boden die ursprünglich von „Löb“ bedeckten Moränen oder das Grundgebirge freigelegt werden. Das langsame Fortschreiten der Winderosion läßt sich am Boden der Deflationswannen anhand des zum Rand hin abnehmenden Durchmessers der Flechtenthalli auf freigeblasenen Moränenblöcken ablesen (Abb. 8 Mitte).

### 3.3 Bildungen der Historischen Stadien

In der Umgebung des heutigen Eisrandes wurden an einigen Stellen Moränenwälle und Wallsysteme gefunden, die nicht aktiv in Bildung begriffen sind und, abgesehen von kleineren, grobkörnigen Flugsand-

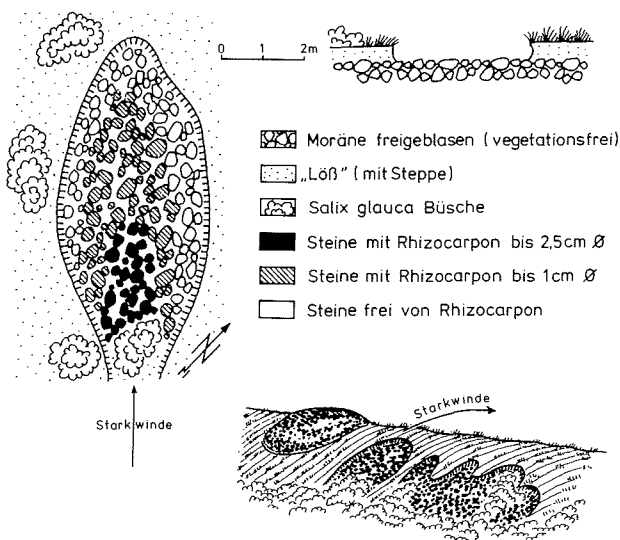


Abb. 8: Deflationswannen in den äolischen Deckschichten des Arbeitsgebietes, bevorzugt aus S- und SE-exponierten Hängen. Skizzen vom S-Hang des Qingartaq. Unten: Südseite eines Moränenwalles. Der tiefere Teil ist mit *Salix glauca*, der obere mit Steppe bewachsen. Links: Detailkarte einer Deflationswanne mit freigeblasenem Blockwerk am Boden. Anhand der Durchmesser von Flechtenthalli (*Rhizocarpon tinet*) auf den Blöcken läßt sich das zentrifugale Wachstum der Deflationswanne verfolgen. Oben: Querprofil durch diese Deflationswanne.

Fig. 8: Deflation hollows eroding the aeolian cover of moraines in the study area, mainly on south and southeast facing slopes. Sketches from the east end of Qingartaq-mountains. Below: Southern slope of a moraine ridge with deflation hollows. In the lower regions *Salix glauca* shrubs grow, the crest is covered by dry steppe. Left: Detailed sketch map of a single deflation hollow with denuded boulders on the bottom. The radial growth of the hollows is clearly shown by lichenometry on the boulder surfaces. Above: Section through a deflation hollow.

feldern, keine feinkörnigen äolischen Decken tragen. Sie sind immer schütter mit Gräsern und Zwergsträuchern bewachsen. Ein besonders breiter Streifen mit solchen Bildungen ist dem NW-Rand des „Isorlerssuup-Gletschers“ vorgelagert, wo inaktive Wälle dieses Typs bis zu 100 m vom Eisrand entfernt liegen. An der Stirn des Russell-Gletschers, vor allem aber vor dem Leverett-Gletscher weiter im Norden (Abb. 1), sind derartige Wallssysteme weit verbreitet und erreichen sogar mehr als 1/2 km Breite. Im Vorfeld des „Ørkendal-Gletschers“ fanden sich derartige Bildungen nur an drei Stellen zwischen „Umimma-lissuaq“ und Iluliartooq (Abb. 7). Zwischen diesen inaktiven Wällen finden sich nördlich des Ørkendales noch aktive, perennierende Schmelzwasserrinnen. In peripheren Rinnen, die derartige Wälle begleiten, staut sich in Regenperioden heute gelegentlich nur noch Hangwasser.

Es wurde versucht, das Alter dieser modernen Wälle lichenometrisch zu bestimmen. Während die Blöcke auf aktiven Wällen völlig frei von Flechtenbewuchs sind, finden sich auf benachbarten inaktiven Wällen Thalli von *Rhizocarpon tinei* mit Durchmessern bis zu 1 cm. TEN BRINK (1975: 26) hat im Ørkendal (100–200 m NN) aufgrund der Angaben von BESCHEL (1961) mit Zuwachsraten von etwa 7 mm/Jhdt. gerechnet, was in diesem Falle ein Alter von etwa 140 Jahren ergäbe. Da die Flechtendurchmesser nicht nur mit der Entfernung vom Meer, sondern auch mit der Höhenlage stark abnehmen (BESCHEL 1961), könnte hier (ca. 400 m NN) eher mit niedrigeren Zuwachsraten, d. h. mit einem Alter bis zu 200 Jahren gerechnet werden. Damit lassen sich diese Wälle den Historischen Stadien zuordnen. Falls die Zuwachsraten der Flechten hier doch größer sein sollten, als BESCHEL angibt, müßten diese Moränen vielleicht sogar den Maximalständen der Jahrhundertwende (WEIDICK 1976) zugeordnet werden.

#### 4. BODENBILDUNGEN AUS ÄOLISCHEN DECKSCHICHTEN

Feinkörnige Sedimente äolischer Herkunft spielen in Westgrönland als Bodenausgangsmaterial und als Pflanzensubstrat die weitaus größte Rolle. In den trockenen Landschaftsteilen (meist die Südhänge) ist aufgrund bodenkundlicher Kriterien und mit Hilfe der Kornverteilung eine stratigraphische Untergliederung in zwei äolische Sedimentationsphasen durchzuführen (Abb. 9):

Die untere Schicht (ÄD 1 = Äolische Deckschicht 1) weist im gesamten Untersuchungsgebiet eine relativ einheitliche Kornverteilung auf. Es handelt sich um einen feinsandigen Schluff, d. h. ca. 30–70% Schluff (hauptsächlich Grobschluff), ca. 30–50% Sand, im wesentlichen Feinsand, und Tongehalte von wenigen Prozent. Augenfällig ist in frisch aufgedugenen Bodenprofilen der Farbunterschied zur oberen Schicht: Hellbraune, gelblichgraubraune bis braune Farben heben sich deutlich von der weißgrauen hangenden Schicht ab. Die bräunlichen Farbtöne der „Äolischen Deckschicht 1“ sind pedogen. Sie gehen auf Eisenoxide zurück, angereichert als zahlreiche Rostflecken, die für hydromorphe Böden charakteristisch sind. Dazwischenliegende Bleichzonen unterstreichen, daß es sich um eine Naßbodenbildung handelt. An einigen Stellen konnte eine homogene Verbraunung des Materials, verbunden mit einer deutlichen Verlehmung (tiefbrauner Bv-Horizont) beobachtet werden.

Die obere Schicht (ÄD 2 = Äolische Deckschicht 2) besteht aus einer Wechselfolge mehr oder weniger

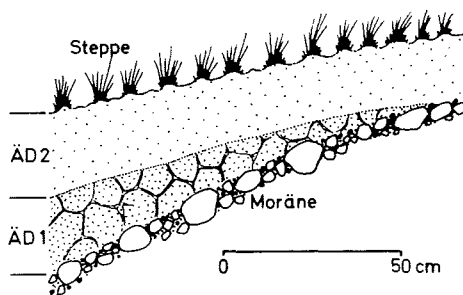


Abb. 9: Äolische Deckschichten aus dem Arbeitsgebiet. „Löß“-Profil über Moräne, aufgeschlossen am Rande einer Deflationswanne am E-Ende des Quingartaq. Beschreibung des Profils in den äolischen Deckschichten findet sich im Abschnitt 4.

Fig. 9: Aeolian cover in the investigated area. "Loess"-section on top of a moraine, from the margin of a deflation hollow close to the eastern end of Quingartaq-mountains. Description of the section, which consists clearly of two different layers, is given in the text of chapter 4.

schluffreicher Sandlagen unterschiedlicher Körnigkeit. Sie spiegeln einzelne Sedimentationsereignisse wider. Grob- und Mittelsande kommen ausschließlich im Gebiet aktiver Dünenfelder vor. Mit zunehmender Entfernung von den rezenten Liefergebieten wird die Körnung einheitlicher, und die Korngrößen werden feiner. Sie gleichen sich mehr und mehr an die untere Schicht an (häufige Kornverteilung: schluffiger bis stark schluffiger Feinsand). An der Oberfläche der „Äolischen Deckschicht 2“ konnte sich bisher selbst unter einer fast geschlossenen Vegetationsdecke im allgemeinen kein durchgehender Humushorizont entwickeln. Das Sediment ist zwar von humosen Wurzelhorizonten durchsetzt, jedoch fehlen weitergehende Bodenbildungsprozesse, wie eine Verbraunung oder eine nennenswerte Vergleyung.

Zusammenfassend stellt sich das Normalprofil äolischer Decksedimente wie folgt dar (vgl. Abb. 9):

AiC	0— 2 cm	grauer, stellenweise schwach, humoser, schluffiger Feinsand	
ICv	2—30 cm	weißgrauer, schluffiger Feinsand mit Humusbändern und cm-dicken Bändern aus Fein- und Mittelsand; locker gelagert	ÄD 2
IIfGoBv	30—50 cm	hellgraubrauner, schwach humusfleckiger, feinsandiger Schluff; zahlreiche Rostflecken, Bleichzonen; dicht gelagert; kryoturbar gestört	ÄD 1
IIIcV	50—70 cm +	grauer, blockhaltiger sandiger Kies	Moräne/Schotter

Im Liegenden der äolischen Deckschichten tritt anstelle der Moräne (bzw. glazifluvialer Kiese) vielfach das Grundgebirge. Es verursacht einen Wasserstau, der durch Humusanreicherung an der Basis der „Äolischen Deckschicht 1“ zum Ausdruck kommt. Die Mächtigkeiten der Schichten sind variabel, wie aus Abb. 9 hervorgeht. In keinem der aufgenommenen Bodenprofile wurde die Obergrenze des Permafrostes sichtbar.

Der IIfGoBv-Horizont ist aufgrund seiner — im Vergleich zur hangenden Schicht — weiter fortgeschrittenen Pedogenese als fossiler Boden zu betrachten. Außerdem steht seine kryoturbate Störung im Gegensatz zur horizontalen Schichtung des ICv-Horizontes. Diese Tatsachen beweisen einen zeitlichen Hiatus zwischen ÄD 1 und ÄD 2. Möglicherweise sind Hydromorphie-Merkmale der ÄD 1 unter den heutigen Klimabedingungen noch in Weiterentwicklung begriffen, denn der Horizont ist auch nach längerer Trockenheit auf den meisten Standorten noch gut durchfeuchtet. Das gilt insbesondere bei direkter Unterlagerung durch wasserstauendes Grundgebirge. Trotzdem muß für die Pedogenese in der ÄD 1 ein feuchteres und wärmeres Klima als heute verantwortlich gemacht werden. Darauf weisen insbesondere die Vorkommen tiefbrauner Bv-Horizonte hin. Weitere Anhaltspunkte sind aus einem Vergleich der unterschiedlichen Bodenentwicklung in den beiden Deckschicht-Horizonten auf der Grundlage bodenchemischer Analysen (vgl. FITZE 1982) zu erwarten.

Aus der Verbreitung der „Äolischen Deckschicht 1“ geht hervor, daß ihre Aufwehung in der Zeit zwischen Bildung des Ørkendalen-Moränensystems und der Historischen Stadien zum Abschluß kam. In diesen Zeitabschnitt fällt auch das offenbar feuchter und wärmer getönte Post-Ørkendalen-Intervall (Abschnitt 3.2) mit seiner relativ kräftigen Bodenbildung. Eine nachfolgende kältere Phase führte zur kryoturbaten Störung des Bodens und zu seiner Überdeckung mit jüngerem äolischen Material („Äolische Deckschicht 2“). Damit wurde die Bodenbildung unterbrochen.

Die Sedimentation der „Äolischen Deckschicht 2“, bzw. ihre Umlagerung, ist bis heute noch nicht völlig abgeschlossen. Das derzeit äolisch verfrachtete Material stammt aus den Sanderflächen und aus Deflationswannen, die in windexponierten Reliefpositionen auftreten. Sie zeigen die fortschreitende Erosion der äolischen Deckschichten. An den zahlreichen Erosionsrändern ist aber auch zu sehen, daß zumindest die obere Schicht außerhalb der Sanderflächen früher allgemein verbreitet war. Offenbar gab es in der jüngeren Vergangenheit einen Zeitraum, in dem eine fast lückenlose Überdeckung des Reliefs durch die „Äolische Deckschicht 2“ möglich war. Später folgte eine Phase beschleunigter Winderosion, die bis heute noch andauert.

## 5. ZUR ALTERSFRAGE DES ØRKENDALEN-MORÄNENSYSTEMS UND DES POST-ØRKENDALEN-INTERVALLS

Die Frage ist nun, wie alt das Ørkendalen-Moränensystem und das Post-Ørkendalen-Intervall ist. TEN BRINK (1975: 19) gibt für die Wallsysteme des Ørkendalen-Stadiums ein Bildungsalter von 300—700 Jahren vor heute an. Er stützt sich auf Altersbestimmungen, die aus dem Bereich der oben erwähnten peripheren Rinnen am Nordufer des Ørkendalen stammen. Zum einen liegen Radiokohlenstoff-Daten (TEN BRINK's Mindestalter) zugrunde, die an organischem Material aus einem kleinen See in einer dieser Rinnen bestimmt wurden. Die Böden der Rinnen sind heute — auch in der Umgebung dieses Sees — von Fließerden bedeckt, die größtenteils aus umgelagertem „Löß“-Material bestehen. Es besteht der Verdacht, daß dieser See nicht — wie TEN BRINK annimmt — ein von einem Moränenwall abgedämmter See ist, sondern eine Depression innerhalb dieser Fließerden — vielleicht durch einen lokalen Zusammenbruch des Permafrostes entstanden, wie es im ganzen Arbeitsgebiet häufig festzustellen ist. Damit hätte aber das ermittelte Alter keinerlei zeitliche Beziehung zur Bildung dieser peripheren Rinnen.

Zum anderen wurden lichenometrische Alter zur Datierung der Ørkendalen-Moränen verwendet (TEN BRINKs-Maximalalter). TEN BRINK (1975: 20) gibt Thallusdurchmesser einer Flechte (*Rhizocarpon tinnei*) von 5 cm an, die er auf Moränenblöcken am Nordufer des Ørkendals gefunden hatte. Sie stammen vom westlichsten der Erosionsrücken an der Typlokalität des Ørkendalen-Moränensystems — von TEN BRINK hier irrtümlich als Wälle gedeutet. Ihr Alter (ca. 700 Jahre) berechnete er nach den von BESCHEL (1961) angegebenen Wachstumsgeschwindigkeiten dieser Flechte. Für das Landesinnere Westgrönlands wurde eine Zuwachsrate von  $7 \pm 1,6$  mm/Jhdt in Höhen unter 200 m NN angenommen. Das hier datierte Moränenmaterial war jedoch ursprünglich mit hoher Wahrscheinlichkeit von „Löß“ bedeckt (Abb. 9). Auf den vom Wind freigeblasenen SE-Hängen der „Wälle“ tritt das Geschiebematerial zutage. An den Oberhängen finden sich hier senkrechte Erosionsränder der alten „Löß“-Auflagen, die auf den Hügelfirsten und auf den Leeseiten oft noch erhalten und teilweise von jüngeren Sanden bedeckt sind. Es besteht also der Verdacht, daß nicht das Alter dieser „Wälle“, sondern der Beginn verstärkter „Löß“-Erosion ermittelt worden ist.

Auf Grundgebirgsoberflächen und größeren Blöcken konnten im Bereich des Ørkendalen-Moränensystems auf der Südseite des Ørkendals gelegentlich *Rhizocarpon*-Thalli mit Durchmessern von mehr als 10 cm beobachtet werden. Diese Beobachtung, zusammen mit den oben gemachten kritischen Anmerkungen, läßt die Alterseinstufung des Ørkendalen-Moränensystems durch TEN BRINK (1975) zweifelhaft erscheinen. Eine Zusammenstellung stratigraphisch relevanter Beobachtungen kann in diesem Fall helfen, die zeitliche Einstufung des Ørkendalen-Moränensystems neu zu überdenken:

- a) Die lichenometrischen Datierungen von TEN BRINK geben wahrscheinlich nicht das Alter der Moränen, sondern das Alter verstärkter „Löß“-Erosion an, die demnach vor mehr als einem halben Jahrtausend begonnen haben dürfte.
- b) Die Tatsache, daß heute in diesen „Löß“-bedeckten Gebieten eben kaum noch äolische Sedimente abgelagert werden, sondern Winderosion die entscheidende Rolle spielt, spricht dafür, daß zur Zeit der Bildung der „Äolischen Deckschicht 1“ in den jetzt am Eisrand liegenden Gebieten teilweise gänzlich andere Bedingungen geherrscht haben als heute.
- c) Die Beobachtung, daß an den Stellen rezenter äolischer Sedimentation heute oft andere, schluffarme, teilweise viel gröbere Sedimente gebildet werden, spricht gleichfalls für grundlegende Veränderungen seit der Zeit der „Löß“-Bildung.
- d) Die heutige Geometrie des Eisrandes stimmt mit der Geometrie der durch den Verlauf der Endmoränen nachgezeichneten fossilen Eisränder überhaupt nicht überein. An manchen Stellen laufen sogar alte Wälle fast senkrecht auf den heutigen Eisrand — bzw. auch auf die Eisränder der historischen Stadien — zu.
- e) Wo die Moränen der Historischen Stadien fehlen, finden sich die Lößdecken auch unmittelbar am Eisrand, selbst in den östlichsten Teilen der eisfreien Areale zwischen Eiszungen, wie etwa im Zwickel zwi-

schen Russell- und Leverett-Gletscher. Die Auswertung von Luftbildern spricht sogar für ein Vorkommen von äolischen Deckschichten auf ganz vom Eis umgebenen Nunataks (Isorlerssuaq). Da für die Bildung äolischer Sedimente hier in Westgrönland vor allem SE-Winde verantwortlich sind, fehlt für diese „Lösse“ heute ein Ausblasungsgebiet.

Dies spricht alles zusammen dafür, daß zeitlich zwischen den Historischen Stadien und dem Ørkendalen-Moränensystem eine Eisrückzugsphase — ein Intervall im Sinne von HEDBERG (1961) — liegen muß (vgl. TEN BRINK 1975: 25, 26). Die Eisrandlagen dieses Post-Ørkendalen-Intervalls sind u. U. weit östlich des heutigen Eisrandes zu suchen. WEIDICK (1985) rechnet mit holozänen Eisständen, die wenigstens 10 km hinter dem heutigen Eisrand gelegen haben. Während einer solchen Rückzugsphase muß die „Löb“-Bildung auf den Wällen des Ørkendalen-Moränensystems erfolgt sein.

Die Dimension des Eisrückzuges wird auch noch durch eine andere Beobachtung deutlich. In den „Ummalissuup Tasinnua“ fließen heute Schmelzwässer von E her über ein breites Delta hinein (Abb. 4). Mitten in diesem Delta sind Erosionsreste eines alten, durch winterliches See-Eis aufgestauchten Strandwalles zu finden, der ein altes Ostufer dieses Sees nachzeichnet. Dieser Wall besteht aus von Pflanzenresten durchsetzten Grobsanden, die von *Salix*-Büschen bewachsen sind. Heute wird im Gebiet des Deltas kein derartiger Strandwall mehr gebildet, da die Deltafront inzwischen mehrere hundert Meter weiter nach W gewandert ist. Das legt den Verdacht nahe, daß zur Zeit der Bildung des Walles die Sanderfläche nur bis hierher reichte und vom Eisrand her kein Wasser in den See fließen und die Bildung des Walles verhindern konnte. Tatsächlich erscheint es durchaus möglich, daß die Schmelzwässer — bei einem Eisstand, der beträchtlich hinter dem heutigen liegt — nicht mehr durch dieses Tal, sondern zum Ørkendal hin abfließen mußten. Auf Satellitenfotos, die bei tiefstehender Sonne aufgenommen worden sind, ist auf dem Inlandeis — zwischen dem Kiinarissut-Bergland und dem Isorlerssuaq-Nunatak — eine breite Depression zu bemerken, die wohl einer Verlängerung des Ørkendals nach SSE unter dem Eis entspricht.

Man kann sich vorstellen, daß die größere Entfernung des Arbeitsgebietes zum Eisrand der wichtigste Faktor war, der zu den unter b), c) und e) angesprochenen, im Vergleich zu heute veränderten Bedingungen z. Z. der „Löb“-Bildung geführt hat. Zum einen wirkt sich eine größere Entfernung zum Eisrand auf die Durchfeuchtung des Bodens und der Pflanzendecke aus, da der Einfluß der trockenen Winde zurückging. Zum anderen standen größere Auswehungsgebiete zur Verfügung — Sanderflächen, die heute unter dem Eis begraben liegen. Während heute im Arbeitsgebiet vor allem grobkörnige Flugsande abgelagert werden, die aus den grobklastischen Oberläufen der Sanderflächen stammen, lag das Gebiet während der Zeit der „Löb“-Bildung im Ausblasungsbereich feinerkörniger Flußablagerungen, wie sie heute erst 10 km weiter flußabwärts entstehen.

Es wäre denkbar, daß die ältere „Äolische Deckschicht 1“ beim Eisrückzug, über den Stand des Ørkendalen-Moränensystems hinaus nach E, entstanden ist. Die verstärkte Bodenbildung würde dann in eine Zeit der bedeutend größeren Entfernung des Arbeitsgebietes zum Eisrand fallen — verbunden mit einem deutlich geringeren Einfluß der kalten und trockenen eisrandnahen Winde. Erosive Prozesse mögen hier überwogen haben, als sich der Eisrand, weit östlich der heutigen Zungenenden, stabilisiert hatte. In die Zeit des Wiedervorstößes der Gletscher, der während der Entstehung der Historischen Stadien seinen Höhepunkt erreichte, könnte dann die Hauptphase der Bildung der „Äolischen Deckschicht 2“ fallen, mit einem Überwiegen der Erosion, seitdem das Eis ungefähr die heutige Ausdehnung wieder erreicht hatte. Das würde bedeuten, daß in Zeiten einer relativen Stabilität der Verhältnisse am Eisrand die erosiven äolischen Prozesse überwiegen, während die Hauptphasen der äolischen Sedimentation in Zeiten der Veränderung fallen. Inwieweit aber auch großklimatische Veränderungen für die Unterschiede in den zwei äolischen Deckschichten verantwortlich sind, bleibt offen.

Obwohl der genaue zeitliche Rahmen des Post-Ørkendalen-Intervalls und des Ørkendalen-Moränensystems, aufgrund der wenigen bisher verfügbaren Daten, unbekannt ist, läßt sich das absolute Alter doch bis zu einem gewissen Grad eingrenzen.

Wenn die oben gemachten Überlegungen richtig sind, begann die verstärkte Erosion der „Löss“ vor etwa 700 Jahren. Die Radiokohlenstoff-Alter von „Lössen“ vom Store Saltsö (südöstlich von Søndre Strømfjord), wurden durch BÖCHER (1959: 66 ff.) mit ca. 3000—1000 Jahre vor heute bestimmt. Allerdings setzte dort — aufgrund der größeren Entfernung zum Eisrand — die Bildung der äolischen Sedimente schon früher ein als weiter im E. Aus den „Lössen“ stammende fossile Knochen, die 1986 eigens für eine Radiokohlenstoff-Altersbestimmung mitgebracht worden waren, sind auf dem Transport nach Deutschland verschimmelt und damit unbrauchbar geworden. Trotz intensiver Suche konnte im Sommer 1987 im Gelände kein neues Material gefunden werden.

Mit Hilfe der Thermolumineszenz- („R-β“)-Methode konnte das Alter einer Probe aus dem tieferen Teil eines etwa 40 cm mächtigen Profils von äolischen Deckschichten ermittelt werden, die etwa 250 m vom Eisrand entfernt am Nordrand der Sanderfläche östlich des „Umimallissuup Tasinngua“ gewonnen wurde. Sie stammt vom Rand einer Deflationswanne auf einem Wall des Ørkendalen-Moränensystems, und zwar aus den tiefsten Teilen des hier aufgeschlossenen Profils (vermutlich aus der ÄD 1). Die Bestimmung wurde freundlicherweise von Herrn Dr. Ludwig Zöller am Max-Planck-Institut für Kernphysik in Heidelberg durchgeführt. Das Mindestalter der älteren Teile der äolischen Deckschichten beträgt demnach  $1180 \pm 200$  Jahre vor heute. Das Alter ist eher noch höher, da Herr Dr. Zöller von einer unvollständigen Bleichung des „Lösses“ ausgegangen ist.

Das Ørkendalen-Stadium ist damit in jedem Falle älter als 1200 Jahre. Zur zeitlichen Abgrenzung nach unten könnten die von WEIDICK (1968: 83 ff.) erwähnten, 2500—2000 Jahre alten „Moränen der inneren Zone“ dienen, die sich wenigstens teilweise mit dem hier diskutierten Ørkendalen-Moränensystem decken dürften. Damit sind Altersannahmen von etwa 2500—1500 J. v. heute für die Bildung des Ørkendalen-Moränensystems und etwa 1500—700 J. v. heute für das Post-Ørkendalen-Intervall (und damit für die Bildung der „Äolischen Deckschicht 1“) realistisch. Genauere Datierungen werden erst dann möglich sein, wenn Sedimentkerne aus eisrandnahen Seen untersucht werden. Ein derartiges Projekt ist für die nächsten Jahre auch tatsächlich geplant.

## 6. ERGEBNISSE

Wenn man anhand der hier angestellten Überlegungen den Versuch einer Synthese unternimmt, stellt sich

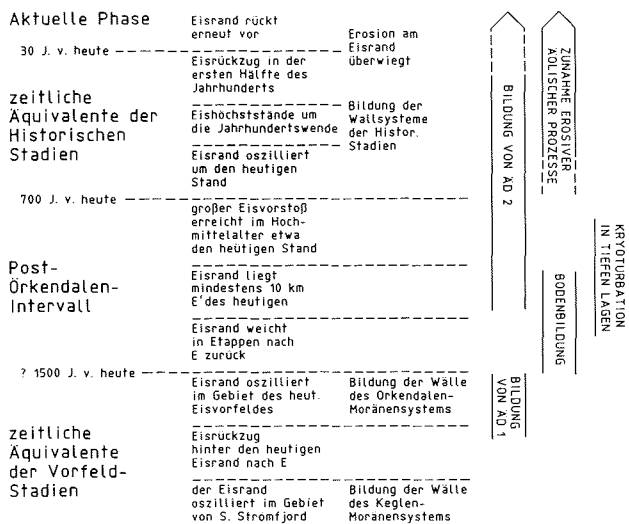


Abb. 10: Stratigraphische Übersicht des Untersuchungsgebietes.

Fig. 10: Stratigraphic scheme of the investigated area.

die jung-holozäne Geschichte Westgrönlands wie folgt dar: Nach WEIDICK (1985) sind offenbar minimale Gletscherstände schon im Anschluß an die Bildung des Keglen-Moränensystems (7200—6000 J. v. h.) erreicht worden, also im älteren Atlantikum. Nach einem erneuten Eisvorstoß, spätestens im frühen Subatlantikum, der mit der Entstehung des Ørkendalen-Moränensystems seinen Höhepunkt erreichte (?2500—?1500 J. v. h.), zog sich das Eis erneut, weit über den aktuellen Eisrand hinaus, nach E zurück (Post-Ørkendalen-Intervall, ?1500—700 J. v. h.).

Im Vorfeld des Eises verstärkte sich die äolische Sedimentation zu Beginn dieser Zeit. Die damaligen Ausblasungsgebiete sind heute teilweise wieder vom Eis überfahren. Die größere Entfernung zum damaligen Eisrand, und der damit verbundene spürbar geringere Einfluß der trockenen Eiswinde, führte im heutigen Eisvorfeld zu höheren Jahresmitteltemperaturen und Niederschlägen. Damit waren intensivere bodenbildende Prozesse möglich als heute. Erst im Mittelalter stieß das Eis erneut vor (vgl. WEIDICK 1976) und erreichte am Ende des vorigen Jahrhunderts erstmals wieder Randalagen, die in etwa den heutigen entsprechen. Damit begannen sich langsam die heutigen klimatischen Verhältnisse einzustellen, mit einer geringeren Intensität der Bodenbildung und einer Zunahme erosiver äolischer Prozesse in den eisrandnahen Gebieten.

#### L i t e r a t u r

- Belknap, R. L. (1941): Physiographic studies in the Holsteinsborg District of southern Greenland. — Univ. of Michigan Studies, Scientific Ser. 4, Reports upon the Greenland Expeditions of the University of Michigan (1926—1933), Part 2, 200—255, Norwood, Mass.
- Beschel, R. B. (1950): Flechten als Altersmaßstab rezenter Moränen. — Z. Gletscherkde. Glazialgeol., 1: 152—161.
- Beschel, R. B. (1961): Dating rock surfaces by lichen growth and its application to glaciology and physiography (Lichenometry) — In: G. O. Raasch ed., Geology of the Arctic, 2, 1044—1062, Toronto.
- Böcher, T. W. (1959): Floristic and ecological studies in Middle West Greenland. — Medd. Grønland 156 (5): 1—68.
- Bridgwater, D., Keto, L., McGregor, U. R. & J. S. Myers (1976): Archaean gneiss complex of Greenland. — In: A. Escher & W. S. Watt eds., Geology of Greenland, 18—75, Kopenhagen.
- 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 Kvartärgeologiska Institutionen 9: 1—40, Stockholm.
- Escher, A., Sörensen, K. & H. P. Zeck (1976): Nagssugtoqidian mobile belt in West Greenland. — In: A. Escher & W. S. Watt, eds., Geology of Greenland, 77—103, Kopenhagen.
- Etao (1970): AWS Climatic Brief Søndrestom AB/ Greenland. — Søndre Strømfjord
- Fitze, P. (1982): Einige Bemerkungen zum Zeitfaktor bei der Bodenbildung. — In: M. Gramper, ed., Beiträge zur Quartärforschung in der Schweiz, Phys. Geographie, 1, 73—82, Zürich.
- Fredskild, B. (1973): Studies in the vegetational history of Greenland. Paleobotanical investigations of some Holocene lake and bog deposits. — Medd. Grønland 198 (4): 1—245.
- Fredskild, B., Jacobsen, N. & U. Røen (1975): Remains of mosses and freshwater animals in some Holocene lake and bog sediments from Greenland. — Medd. Grønland 198 (5): 1—44.
- Geodætisk Institut (1977): Topografisk kort over Grønland 1:250 000, 66 V. 2 Søndre Strømfjord Øst. — Kopenhagen.
- Grønlands Geol. Unders. (1971): Geologisk Kort over Grønland, Søndre Strømfjord — Nugsuaq, 1:500 000. — Kopenhagen.
- Grønlands Geol. Unders. (1974): Kvartærgeologisk Kort over Grønland, Søndre Strømfjord — Nugsuaq, 1:500 000. — Kopenhagen.
- Haarlov, F. & al. (1980): siehe unter Ministeriet for Grønland (1980).
- Hansen, K. (1970): Geological and geographical investigations in Kong Frederik IX Land. — Medd. Grønland 188 (4): 1—78.
- Hedberg, H. D., ed. (1961): Stratigraphic classification and terminology. — Rep. 21. Sess. Internat. Geol. Congr. Norden. 25, 1—38, Kopenhagen.
- Hobbs, W. (1931): Loess, pebble beds and boulders from glacial outwash of the Greenland Continental Glacier. — In: C. A. M. King, ed., Periglacial Processes, Benchmark Papers in Geology 27, 372—376, Stroudsburg.
- Hollowaychuk, N. & K. R. Everett (1972): Soils of the Tasersiaq area, Greenland. — Medd. Grønland 188 (6): 1—34.
- Kubierna, W. L. (1977): Bestimmungsbuch der Böden Mitteleuropas. — Stuttgart.
- Ministeriet for Grønland, ed. (1980): Holsteinsborg, Sisimiut kommune, natur- og kulturforhold. — Kopenhagen.
- Mückenhausen, E. (?1977): Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. — Frankfurt/M.
- Müller, S. (1962): Isländische Thufur- und alpine Buckelwiesen — ein genetischer Vergleich. — Natur und Museum 92 (7—8): 267—274, 299—304, Frankfurt/M.
- Scholz, H. (1984): Westgrønland — ein lebendiges Modell für die Eiszeit im Alpenvorland. — Natur u. Museum 114 (4): 89—103, Frankfurt/M.
- Scholz, H. (1986a): Das Allgäu im Hochglazial — Grønland heute: ein Vergleich. — Ber. Naturwiss. Ver. Schwaben 90 (1): 1—26, Augsburg.
- Scholz, H. (1986b): Actuogeology in Westgreenland 1986. — Newsletter Sci. Res. Greenland. 13: 11, Kopenhagen.
- Sommerhoff, G. (1979): Submarine glazial ubertiefte Täler vor Südgrønland. — Eiszeitalter Gegenw. 29: 201—213.

- S o m m e r h o f f , G. (1983): Untersuchungen zur Geomorphologie des Meeresbodens in der Labrador- und Irmingersee. — Münchner Geogr. Abh. 28, 1—86 München.
- S t ä b l e i n , G. (1975): Eisrandlagen und Küstenentwicklung in Westgrönland. — Polarforschung 45 (2): 71—86.
- S t ä b l e i n , G. (1977): Arktische Böden West-Grönlands: Pedovarianz in Abhängigkeit vom geökologischen Milieu. — Polarforschung 47 (1—2): 11—25.
- T e n B r i n k , N. W. (1971): Holocene deliverring and glacial history between Søndre Strømfjord and the Greenland Ice Sheet, West Greenland. — Ph. D. thesis, Seattle Univ. Washington, 191 S., Seattle.
- T e n B r i n k , N. W. (1974): Glacio-isostasy: new data from West Greenland and geophysical implications. — Bull. geol. Soc. Amer. 85: 219—228.
- T e n B r i n k , N. W. (1975): Holocene history of the Greenland ice sheet based on radiocarbon-dated moraines in West Greenland. — Medd. Grønland, 201 (4): 9—28.
- W e i d i c k , A. (1963): Some glacial features at the Inland Ice Margin south of Sdr. Strømfjord. — Medd. dansk geol. Foren. 15, Kopenhagen.
- W e i d i c k , A. (1968): Observations on some Holocene glacier fluctuations in West Greenland. — Medd. Grønland 165 (6): 1—202.
- W e i d i c k , A. (1971): Short explanation of the Quaternary map of Greenland. — Rapp. Grønlands geol. Unders., 36: 1—15, Kopenhagen.
- W e i d i c k , A. (1972a): Notes on Holocene glacial events in Greenland. — In: Y. Vasari, H. Hyverinen & S. Hicks, eds., Climatic changes in arctic areas during the last ten-thousand years, Acta Univ. Oulu A. 3 geol., 1, 177—204, Oulu.
- W e i d i c k , A. (1972b): Holocene shore lines and glacial stages in Greenland. — an attempt at correlation. — Rapp. Grønlands geol. Unders. 41: 1:39, Kopenhagen.
- W e i d i c k , A. (1973): C<sup>14</sup> dating of survey material performed in 1971. — Rapp. Grønlands geol. Unders. 55: 66—75, Kopenhagen.
- W e i d i c k , A. (1975): Estimates on the mass balance changes of the Inland Ice since Wisconsin-Weichsel. — Rapp. Grønlands geol. Unders. 68: 1—21, Kopenhagen.
- W e i d i c k , A. (1976): Glaciation and the Quaternary of Greenland. — In: A. Escher & W. S. Watt, eds., Geology of Greenland, 432—458, Kopenhagen.
- W e i d i c k , A. (1985): Review of glacier changes in West Greenland. — Z. Gletscherkde. Glazialgeol. 21: 301—309.