

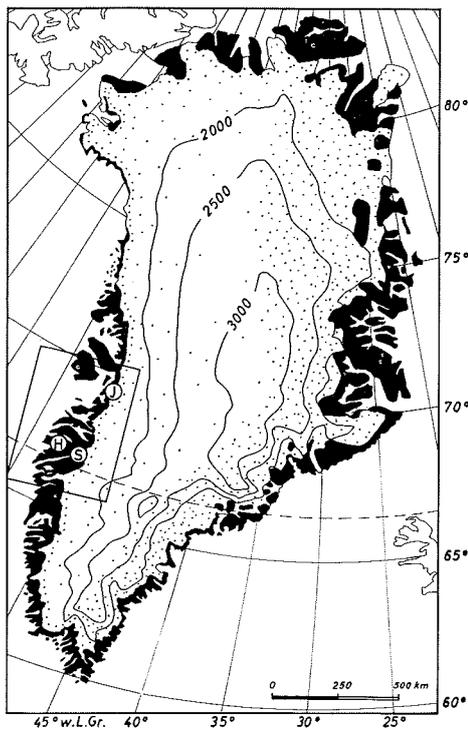
Eisrandlagen und Küstenentwicklung in West-Grönland

Von Gerhard Stäblein *

Zusammenfassung: Für den heute eisfreien Küstenbereich Westgrönlands zwischen 66 und 70° N wird die holozäne Deglaziation untersucht. An Beispielen aus der Umgebung von Holsteinsborg und Jakobshavn werden Profile der gehobenen marinen Terrassen dargestellt. Anhand dieser Beobachtungen werden Ausmaß, Abfolge und zeitliche Einordnung der Glazial-Eustasie und der Glazial-Isostasie für das mittlere Westgrönland aufgezeigt. Die Frage der rezenten Tendenz der Küstenentwicklung wird diskutiert.

Summary: The holocene deglaciation of the actually icefree coastal area of West Greenland from 66 to 70° north is studied. Profiles of elevated marine terraces are described with examples taken from the areas of Holsteinsborg and Jakobshavn. By means of these observations the values, development and timescale of the glacial eustasy and isostasy have been analysed for the middle region of West Greenland. Recent tendencies of the coastal development present another problem which is discussed.

Grönland, die größte Insel der Erde, ist zu 84% vom Inlandeis bedeckt. Auch die wenigen eisfreien, gebirgigen Küstengebiete sind in ihrer Geomorphologie durch Eis geprägt, nämlich durch jene Eisausdehnung, die in der letzten Eiszeit (Würm bzw. Wisconsin) vor rd. 10.000 Jahren bis über die heutigen Küsten hinausgereicht hat. Verursacht durch die postglaziale Deglaziation wurde die Küstenentwicklung hier wie weltweit durch die Glazial-Eustasie, den Meeresspiegelanstieg, und regional zusätzlich durch die Glazial-Isostasie, die Eisentlastungs-Landhebung, beeinflusst.

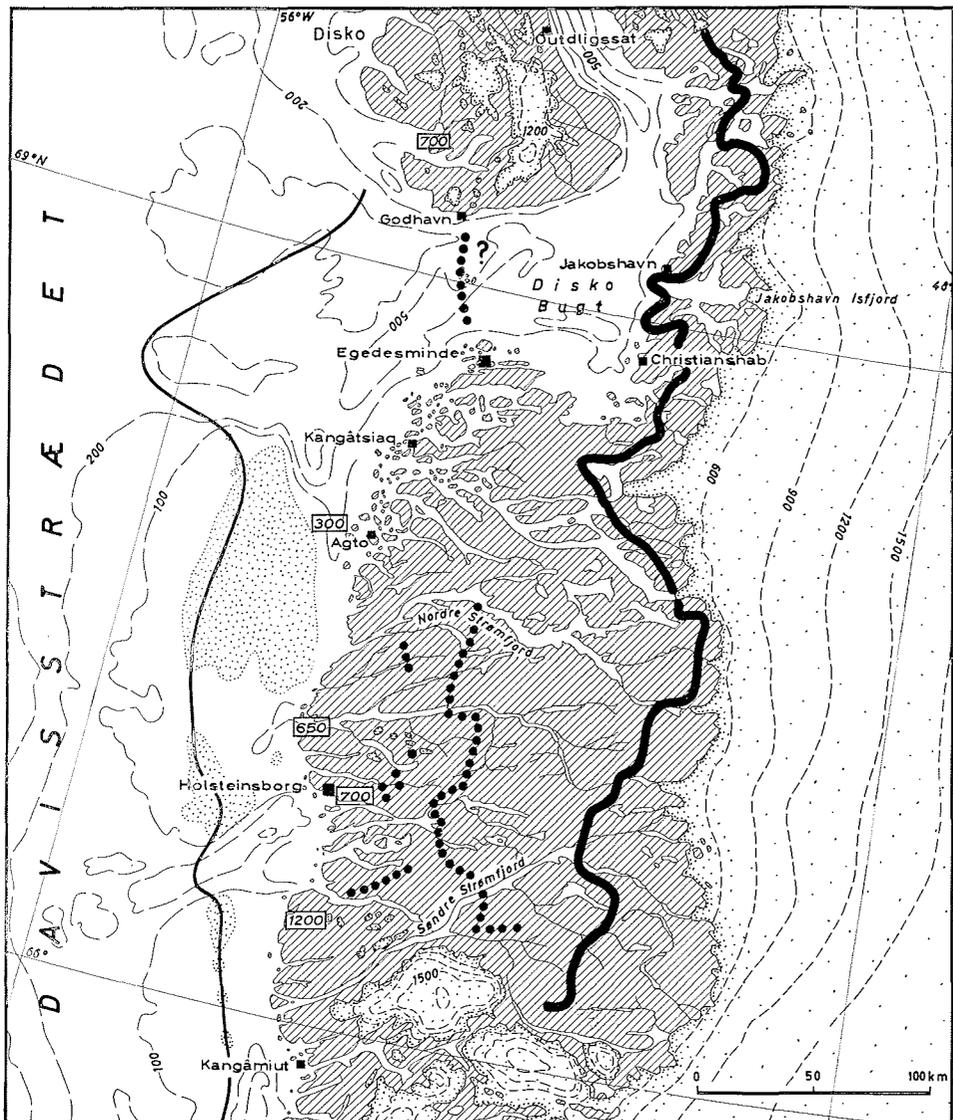


In Kong-Frederik-IX.-Land im mittleren Westgrönland am Polarkreis von 66° bis über 68,5° nördlicher Breite ist der eisfreie Küstenbereich besonders breit. Zwischen der Küstenlinie und dem Inlandeis werden Entfernungen von über 150 km erreicht (Abb. 1). Nördlich anschließend greift die Diskobucht, geschützt durch die vorgelagerte Diskoinsel, weiter nach Osten und verschmälert so wieder den eisfreien Küstensaum vor dem Inlandeis, das hier mit dem von Eisbergen erfüllten Isfjord bei Jakobshavn einen seiner gewaltigen Abflüsse besitzt mit einer Jahresleistung von 16 km³ Eis (LOEWE 1936: 327). Im Sommer 1974 haben wir Untersuchungen der periglazialen Bereiche des mittleren

Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes in Grönland. S = Flughafen Søndre Strømfjord, H = Holsteinsborg im Kong-Frederik IX Land. J = Jakobshavn an der Diskobucht.

Fig. 1: Position of the studied area in Greenland. S = airport of Søndre Strømfjord, H = Holsteinsborg on Kong-Frederik IX Land, J = Jakobshavn in Disko Bay.

* Prof. Dr. Gerhard Stäblein, Inst. f. Physische Geographie der Freien Universität Berlin, Altensteinstr. 19, D-1000 Berlin 33.



- | | | |
|-------|--|---|
| — | VORKÜSTEN-STADIEN | VORFELDSTADIEN (4800-2500 v.h.) (innere Zone) |
| ●●●●● | NUNATAK-STADIEN (≠10000 J.v.h.) | HISTORISCHE STADIEN (350-30 v.h./ca. 1600-1920) |
| — | FJORD-STADIEN (7500-9500 v.h.) (äußere Zone) | 700 OBERE SCHLIFFGRENZE |

Abb. 2: Die holozänen Stadien des Inlandeises im Bereich von Kong-Frederik IX Land und der Disko-Bucht in Westgrönland. (Nach WEIDICK 1968, 1971 u. a., sowie eigenen Befunden).
 Fig. 2: The holocene stages of the marginal Inlandice in the area of Kong-Frederik IX Land and Disko Bay in West Greenland (according to WEIDICK 1968, 1971 and others, and researches by the author).

Westgrönlands mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft und mit freundlicher Genehmigung des dänischen Grönlandministeriums durchführen können. Die Umgebung von Holsteinsborg und Jakobshavn wurde dabei eingehender untersucht. Es soll hier unter Bezug auf die Beispiele der lokalen Küstenprofile die allgemeine Frage nach den morphologischen Auswirkungen der Deglaziation und deren zeitliche Gliederung dargestellt werden für den Abschnitt des mittleren Westgrönland. Die verwendeten topographischen Namen, die nicht alle in den beigegebenen Kartenskizzen verzeichnet werden konnten, findet man auf den amtlichen topographischen Karten 1:250.000 des Geodätischen Instituts in Kopenhagen, die für Westgrönland vollständig vorliegen.

1. RELIEF UND GLAZIALER BEREICH

Der Untergrund besteht in diesem Abschnitt Westgrönlands aus unterschiedlichen Gneisen präkambrischen Alters (ESCHER 1971). Geomorphologisch kann man in Kong-Frederik-IX.-Land küstenparallele Reliefzonen unterscheiden, worauf schon NORDENSKJOLD (1914) hingewiesen hat.

1. 1. Reliefzonen in Westgrönland

— Die Zone der Küstenvorländer: Die Vorländer vor den steil aufragenden Randgebirgen sind meist mit einem felsigen Kliff vom Meer getrennt; sie setzen sich aufgelöst bzw. überflutet in einer breiten Küstenplattform (Strandflat) fort, der Schwärme von Schären aufsitzen. Stellenweise ziehen sich diese Küstenvorländer bis weit in die Fjordbereiche hinein und sind bis über 100 m ü. NN in verschiedene Terrassenniveaus gegliedert.

— Die Zone der steilen Randgebirge: Sie sind durch zahlreiche Täler und Fjords tief zertalt. Dabei treten aber nur stellenweise, so besonders im Süden um den Søndre Strømfjord, bei Höhen über 1.000 m alpine Formen auf. Es herrschen sonst im allgemeinen weitgespannte Rücken und Höhenzüge von 400—800 m mit steilen Flanken und kuppigen Gipfelbereichen vor.

— Die Zone der kuppigen Gebirgsplateaus und Hügelländer: Sie bilden mit niedrigeren Höhen als die Randgebirge über den inneren Fjordbereichen das Vorfeld des Inlandeisrandes. Stellenweise handelt es sich dabei um Reste tertiärer Rumpfflächen in verschiedenen Niveaus (WEIDICK 1968: 12). Das Inlandeis erreicht bereits am Rand rasch Höhen über 1.000 m.

In der Umgebung von Jakobshavn ist diese Reliefzonierung weniger deutlich. Alle genannten Reliefzonen sind in ihrem Formenschatz vorherrschend glazial geprägt. Die zahlreichen Fjorde und breiten U-Täler zeigen mit ihren Schliffstreifen an den Felshängen die formbestimmende Abtragung durch fließendes Eis. Auch die Gebirgsrücken, Plateaus und die Hügelländer wurden mit glazialen Rinnenseen und Rundhöckern vom Eis nachhaltig modelliert.

1. 2. Die ehemalige Eisverbreitung

Aus der Anordnung und Verbreitung dieser glazialen Abtragungsformen geht eindeutig hervor, daß ehemals ein ost-westlicher Abfluß des Inlandeises auf breiter Front erfolgt sein muß, der nicht nur auf einzelne Abflüßungen beschränkt war.

Die glaziale Formung auch für den Bereich der Küstenplattform vor der heutigen Küste läßt sich unschwer aus den Schärenformen nachweisen. Die Untersuchungen von SOMMERHOFF (1975) haben die älteren Vermutungen (RVACHEV 1964, WEIDICK 1971) bestätigt, daß das submarine Relief im Schelfbereich bis unter 70 m Meerestiefe ein glaziales Aufschüttungsrelief mit Eisrandablagerungen aufweist. Dabei kann man ein äußeres glaziales Stadium von einem Rückzugsstadium unterscheiden mit Moränenrücken, die die Schelfrinnen flankieren.

Durch die angeführten Beobachtungen ist nachgewiesen, daß das glaziale Prozeßfeld horizontal mit seinem charakteristischen Formenschatz bis westlich über die heutige Küstenlinie bis zum Schelfrand gereicht hat. Es bleibt die Frage nach der vertikalen Reichweite des glazialen Formbildungskomplexes. Sucht man nach einer oberen Schliftgrenze (vgl. Abb. 2), so wird man neben den Spuren der glazialen Abtragung auch die Verbreitungsgrenze der Moränen, Geschiebe und Erratika berücksichtigen. WEIDICK (1968: 129) gibt aus Westgrönland eine Höhe der Schliftgrenze für das zentrale Randgebirge von ca. 800 m und für die Küste von 200—400 m an. Speziell bei Agto kann diese Grenze bei 300 m festgestellt werden, am Ausgang des Nordre Isortoq bei 650 m, am Diskofjord an der SW-Küste der Diskoinsel bei 700 m (WEIDICK 1971). An den niedrigeren Bergen mit bis über 650 m in der weiteren Umgebung von Jakobshavn und in Pakitsup Nuna konnte keine obere Schliftgrenze gefunden werden. Bei Holsteinsborg scheint der 775 m hohe Kaellingehaetten, der einer breiten glazial überformten Trogschulter aufsitzt, mit seiner typischen zugeschärften Nunatakform bei ca. 700 m eine obere Schliftgrenze anzuzeigen. Die Bergzüge nördlich des Ulkebugttals sind demgegenüber alle deutlich glazial überformt und erreichen diese Höhe nicht. Die Gipfel und Kämme der alpinen rezent vergletscherten Gebirgszüge um den westlichen Søndre Strømfjord mit z. T. bis über 1.800 m lassen eine obere Schliftgrenze bei rd. 1.200 m ü. NN vermuten. Im Bereich der regionalen Vergletscherung der Sukkertoppen-Eiskappe werden auch die größeren Höhen noch rezent glazial gestaltet.

Sicher erwiesen ist, daß Westgrönland einmal vom Inlandeis bedeckt war. Die hier angeführten Schliftgrenzen können nicht mit letzter Sicherheit als der größten Eismächtigkeit entsprechend nachgewiesen werden. Die kräftige rezente Frostverwitterung könnte mögliche höhere ältere glaziale Spuren zerstört haben.

2. MORÄNEN UND RUCKZUGSSTADIEN

Die glazialen Ablagerungsformen treten im allgemeinen in Westgrönland gegenüber den glazialen Abtragungsformen zurück. Die Bereiche der Kuppen, Plateaus und der Glazialhügelländer des Inneren und der Vorländer sind weitgehend von einer schütterten Moränenstreu aus z. T. bis meterdicken Geschiebeblöcken überdeckt. In den küstennahen Randbereichen, mit Ausnahme des Isfjords, fehlen morphologisch markante Moränenformen. Weder End- noch Seitenmoränen können hier als morphologisch deutliche Eisrandablagerungen des Inlandeises überregional verfolgt werden. Nur lokal werden Moränenstände der selbständigen Regionalvergletscherung der Randgebirge, besonders bei den Abflüssen der Sukkertoppen-Eiskappe, beobachtet (WEIDICK 1968: 138; SUGDEN 1972: 106).

Die Endmoränen der maximalen Eisausdehnung und eines ersten Rückzugsstadiums sind nach den hydrographischen Untersuchungen, wie schon angesprochen, unter dem heutigen Meeresspiegel auf der Küstenplattform bei Holsteinsborg rd. 50—70 km vor der Küste, auf der Store Hellefiskebanke, bei Jakobshavn sogar rd. 130 km entfernt vor dem südlichen Ausgang der Diskobucht festzustellen (WEIDICK 1968: 141; SOMMERHOFF 1975). Diese Randlagen des Inlandeises werden als Vorküsten-Stadien bezeichnet.

2. 1. Moränen der Nunatak-Stadien in der Umgebung von Holsteinsborg

Die küstennächste Zone mit Moränen Spuren von Eisrandlagen des Inlandeises (vgl. Abb. 2) finden sich rd. 40 km östlich von Holsteinsborg am Taserqat und am südlichen Arm des Ikertoq-Fjords bei Avatdleq rd. 65 km östlich von Holsteinsborg. Auch nördlich des inneren Amerdloq-Fjords treten Moränen am Iluliumanerssup portornga auf, die sich nördlich verfolgen lassen am Pingu sagdlia vorbei über das Mitdlugssalik-Tal bis zum Tal des Isortoqelven. In Verbindung mit diesen Eisrandlagen treten ausgedehnte Grundmoränen- und Toteislandschaften auf, die sonst selten sind in Kong-Frederik-IX.-Land.

Auch nördlich des Nordre Isortoq Fjords bei Kangilinaq treten solche Toteisbereiche auf. Damit verbunden wurden im Eisverbreitungsbereich dieser Nunatak-Stadien Esker festgestellt, so am weitesten westlich bei Arssalik nördlich des Nordre Isortoq und zwischen dem östlichen Ende des Nordre- und Søndre Strømfjord.

Weniger deutlich lassen sich der weiter westlich gelegenen Taserqat-Moräne entsprechende Reste nördlich verfolgen. Zwischen Amerdloq und Nordre Isortoq Fjord treten südöstlich des Tassersuaq, am Qaqapalat-Massiv und am Kalerqap qaqa Moränen auf. Zwischen Nordre Isortoq Fjord und Nordre Strømfjord setzt sich dieses Stadium in Moränen am Kangilivaq und Ivnata qa sowie am Kangilevssua fort. Weiter nördlich in dem niederen Teil des Kong-Frederik-IX.-Land finden sich keine Spuren dieser beiden Stadien mehr. Wahrscheinlich ist hier der Eisrückzug rascher und ohne Zwischenhalte von den Vorküstenstadien zu den Fjordstadien erfolgt. Die angeführten Eisrandlagen des Inlandeises werden von WEIDICK (1968: 125) als Stadien der Nunatak-Zone bezeichnet.

2. 2. Moränen der Fjord- und Vorfeld-Stadien in der Umgebung von Holsteinsborg

Weitere deutliche Eisrandformen findet man 120 km östlich von Holsteinsborg (vgl. Abb. 2) im hintersten Søndre Strømfjord beim Strømfjordshavn und in dessen südlichem Seitenarm, dem Umivit. Nördlich lassen sich vergleichbare Eisrandbildungen 10—40 km westlich des heutigen Inlandeisrandes verfolgen in einem östlich ausschwingenden Bogen über den innersten Ugssuit, einem Nebenarm des Nordre Strømfjords, bis zum Westrand des Tasiussarsuaq, einem nördlichen Seitenzweig des Alangordleq. Auch diese Zone setzt sich aus mehreren Stadien zusammen, die sich vor allem unterscheiden durch die Höhenlage der Moränen und daraus folgend durch die unterschiedliche Höhe der jeweiligen entsprechenden Vergletscherungsgrenze. Danach und nach der Verknüpfung von Meeresständen lassen sich gegenüber der äußeren Zone des älteren und jüngeren Fjordstadiums eine innere Zone mit Vorfeld-Stadien und schließlich unmittelbar vor dem heutigen Inlandeisrand das in mehrere Phasen gegliederte historische Stadium unterscheiden.

2. 3. Moränen der Inlandeisstadien in der Umgebung von Jakobshavn

Auch in der Umgebung von Jakobshavn findet man die Spuren der Eisrückzugshalte bzw. leichter Eisvorstöße (vgl. Abb. 2). An dem breiten inlandeisnahen Isfjord drängen sich jedoch die Stadien auf engerem Raum z. T. überlagernd parallel zum Fjord. Während die Fjordstadien südlich des Isfjords sich breit ausufernd bis zum Kangersuneq finden, sind nördlich die Fjordstadien nicht einmal bis Jakobshavn gekommen und erreichen erst nördlich bei Pakitsoq wieder die heutige Küste.

Wie schon erwähnt, haben wir das Vorküstenstadium westlich von Godhavn vor dem Ausgang der Disko-Bucht anzunehmen. Die im Vergleich zu Holsteinsborg frischere Grundmoränenstreu im nördlichen und östlichen Bereich von Jakobshavn legt nahe, daß dieses Gebiet später eisfrei geworden ist. Eisrandablagerungen der Nunatak-Stadien wird man untermeerisch im Bereich der heutigen Disko-Bucht suchen müssen. Die bisherigen Untersuchungen schließen eine solche Annahme nicht aus. Das ältere Fjordstadium bildet einen Bogen von Claushavn bis südlich Jakobshavn. Es mag bereits submarin am Aufbau der Isfjeldsbanken mitgewirkt haben. Das jüngere Fjordstadium findet man bei Qarsortoq am südlichen Ausgang des Isfjords. Daran legen sich bereits Moränen der Vorfeldstadien, die sich fjordeinwärts an der Südküste z. B. bei Qaqa deutlich verfolgen lassen.

Der Verlauf des historischen Stadiums ist gut bekannt und dargestellt (WEIDICK 1969) und zeigt ein Rückweichen der Gletscherfront zwischen 1850 bis 1953 um 26 km von Ivnarssup nua am Ostrand der Einmündung des nach Norden führenden Seitenarms des Isfjords Sikuiitsoq.

2. 4. Moränenzusammensetzung und Moränenstreu

Betrachtet man die Zusammensetzung der glazialen Ablagerungen, so zeigen sich keine allgemeinen altersspezifischen Unterschiede. Da z. T. Material älterer glazialer und fluvio-glazialer Zyklen mit aufgearbeitet wurden, variieren sedimentpetrographische Indizes, z. B. die Zurundung, sehr stark. In die blockreichen Moränen können zahlreiche gut gerundete fluvioglaziale Schotter eingemischt sein. Auf der anderen Seite werden die Geschiebe, wo sie, wie meist, nicht in einem mächtigeren Sedimentpaket vorkommen, durch die rezente intensive Frostverwitterung in ihrer morphogenetischen charakteristischen Form zerstört und häufig mit Hangschutt überdeckt und vermischt. Aus dem Vergleich der petrographischen Zusammensetzung der Moränen und dem petrographischen Untergrund läßt sich zwar lokal eindeutig ein Geschiebetransport nachweisen, an mehreren Stellen auch die lokale Geschiebetransportrichtung, übergeordnete regionale Transportbahnen durch Leitgeschiebe ließen sich dagegen bisher nicht bestimmen. Dafür ist die Petrovarianz zu kleinräumig differenziert und großräumig zu ähnlich.

Bei der Verbreitung der Moränenstreu, die bei Holsteinsborg wesentlich stärker bereits durch Hangschuttbildungen aufgearbeitet ist wegen der längeren Zeit seit der Deglaziation und der höheren Reliefenergie sowie den im allgemeinen steileren Hängen als bei Jakobshavn, kann man im Gegensatz zur oberen Schlifffgrenze, oberhalb der der Moränenschleier fehlt, eine untere Verbreitungsgrenze der Moränenstreu feststellen. So setzt rund um die große Talbucht nordöstlich von Jakobshavn die Moränenstreu mit z. T. regional erratischen Geschiebeblöcken häufig auf glazial geschliffener Felsunterlage und auf frischen Rundbuckeln in Wackelsteinlage bei rd. 110 m ü. NN ein. Unterhalb treten in Hangnischen noch häufig petrographisch vergleichbare Blocklagen auf, die aber meist ein Pflaster aus besser zugerundeten Blöcken in einem Niveau bilden. Diese Beobachtungen lassen sich durch die Prozesse der relativen Schwankung des Meeresniveaus als Folge der Deglaziation erklären. Im Bereich der ehemaligen Ingression bis zur oberen marinen Grenze ist die Moränenstreu ausgespült und überformt.

2. 5. Die holozänen Stadien des Inlandeises

Es lassen sich also für das mittlere Westgrönland folgende fünf Etappen der Inlandeiserandlagen unterscheiden (Abb. 2 u. 5). Deren zeitliche Einordnung ergibt sich relativ und absolut durch die Verknüpfung mit Meeresterrassen (vgl. WEIDICK 1968: 138, SUGDEN 1972 u. a.):

- die Vorküsten-Stadien (älter als 10.000 Jahre v. h.)
- die Nunatak-Stadien (ca. 10.000 v. h.)
- die Fjord-Stadien (7.500—9.500 v. h.)
(äußere Zone, nach WEIDICK)
- die Vorfeld-Stadien (4.800—2.500 v. h.)
(innere Zone, nach WEIDICK)
- die historischen Stadien (350—30 v. h. / ca. 1600—1920)

Ob es sich dabei jeweils nur um Rückzugshalte gehandelt hat oder um oszillierende kleinere Vorstöße, ist noch ungeklärt. Jedoch sind alle Stadien komplex aus mehreren Phasen und Staffeln zusammengesetzt und nirgends kontinuierlich als markante Endmoränenzüge überregional verfolgbar. Es sind vielmehr einzelne Ablagerungsbereiche, die aufgrund der Höhenlage sowie der relativen Entfernung und Abfolge zum Inlandeiserand als zusammengehörig betrachtet werden.

3. RELATIVE MEERESSPIEGELSCHWANKUNGEN UND DEREN MORPHOLOGISCHE SPUREN

Meeresstände bis über 100 m über dem heutigen Meeresniveau. Die zugehörigen Formen und Indizien sind unterschiedlich in ihrer morphologischen Prägung und Aussagekraft. Am eindeutigsten sind die mehrere 100 m breiten marinen Strandterrassen, die aus mächtigen schluffig-tonigen Schichten aufgebaut werden, deren mariner Ursprung durch gut erhaltene marine Muscheln nachgewiesen wird. Diese synsedimentären Organismen ermöglichen es, mit der ^{14}C -Methode das Terrassenalter hinreichend genau zu bestimmen. Häufig enden solche Terrassen bergwärts mit einem steilen Kliff, vor dem, im Gegensatz zu glazialen Geschieben und glazifluvialen Schottern, sehr gut gerundete Brandungsgerölle ein Pflaster über einer Brandungsplattform bilden. Solche eindeutigen Zeugen der Küstenentwicklung findet man bis 80 m ü. NN, besonders ausgedehnt bei Holsteinsborg in rd. 60 m und 17 m Höhe, bei Jakobshavn in 40 m Höhe und weniger ausgedehnt dort bei 70 m Höhe.

Häufiger sind die Strandlinien, bei denen man nur einzelne der angeführten Indizien findet und die genetische Beurteilung der einzelnen Lokalität einen gewissen Ermessensspielraum offen läßt. Dieser wird aber durch die regionale Einordnung in die übergeordneten Prozeßabläufe und deren räumliche Auswirkungsmöglichkeit stark eingengt. Wenn in wenigen Kilometern Entfernung von einer eindeutig marinen Strandlinie in einer bestimmten Höhe eine zweifelhafte Form in derselben Höhe auftritt, kann man nach der Methode des logisch-historischen Indizienbeweises (BUDEL 1969: 177) schließen, daß mit Sicherheit auch hier das Meer zur gleichen Zeit am Werk war, auch wenn sich diese Einwirkung aus lokalen morphodynamischen Gründen nicht monogenetisch formbestimmend bis heute hat dokumentieren können.

3. 1. Die obere marine Grenze

Die höchsten Meeresstände wurden bei Holsteinsborg in 110 m und bei Jakobshavn in 105 m ü. NN festgestellt. Bei höheren Terrassenresten meist im Anstehenden, die vor allem an den Gebirgshängen der Ulkebugt nördlich und östlich von Holsteinsborg mehrfach bis 280 m auftreten und sich deutlich glazial überformt ins Tal aufwärts mit westvergentem Gefälle verfolgen lassen, muß es sich um Eisrandterrassen handeln, die beim Rückzug von den Vorküstenstadien entstanden sind. Diese höheren Terrassen zwischen 120 m bis 300 m, die eindeutig als Erosionsniveaus diskordant den hier deutlich verschieden einfallenden Gneisstraten am Hang aufgeprägt sind, zeigen nirgends Brandungsgerölle noch marine Feinsedimente oder gar Muscheln.

In der weiteren Umgebung wurden nördlich am äußeren Isertoq Fjord bis 130 m ü. NN marine Ablagerungen festgestellt. Am inneren Amerdloq-Fjord liegen solche ebenfalls bis 130 m ü. NN (WEIDICK 1971). Am mittleren Søndre Strømfjord hat SUGDEN (1972: 114) bei Itivdlinguaq und im Sarfartoq-Tal die obere marine Grenze bei 123 m ü. NN festgestellt. WEIDICKs (1968: 15) Beobachtungen im weiteren Umkreis der Westküste und seine Zweifel an den z. T. in der Literatur mitgeteilten höheren Werten für die obere marine Grenze bis 270 m (BOGGLID 1928, LAURSEN 1950, NIELSEN 1968: 446) können wir durch unsere Geländebefunde bestätigen.

Nicht nur die Lage der oberen marinen Grenze ist als Folge der Deglaziation von Interesse, sondern wie sich der Prozeßablauf der Strandverschiebung morphologisch lokal und regional differenziert ausgewirkt hat. Dabei muß die Interferenz zwischen der isostatischen Landhebung als Folge der Eisentlastung und dem eustatischen Meeresspiegelanstieg als Folge der Schmelzwasserzufuhr ins Weltmeer betrachtet werden. Um dies zu zeigen, werden zwei morphologische Küstenprofile aus den speziell untersuchten Gebieten hier dargestellt (Abb. 3 u. 4). Aus dem Vergleich zahlreicher solcher Untersuchungen läßt sich der regionale Ablauf rekonstruieren (Abb. 5).

3.2. Die Meeresstände der Umgebung von Holsteinsborg

Verebnungen und Kanten parallel zur heutigen Küstenlinie sind bei Holsteinsborg nördlich der Ulkebugt auf dem wenige 100 Meter breiten Vorland und den steilen felsigen Bergflanken für jeden Besucher schon vom Schiff aus deutlich erkennbar. Diese horizontale Gliederung kann nicht strukturbedingt sein, denn sie steht hier in eindeutigem Gegensatz zu den mit 20—50° einfallenden Gneisschichten. Die tieferen Verebnungen bis 80 m lassen sich aus einer mittleren Distanz leicht über weite Strecken als Reste eines durchgängigen Niveaus rekonstruieren. Bei der Aufnahme einzelner lokaler Profile im Gelände fällt die Zuordnung und Höhenabgrenzung dagegen oft schwer.

Die Küste bei Holsteinsborg hat auf weite Strecken einen rezenten Kliffcharakter. Die glazial rund geformten Gneisrundbuckel des Küstenvorlandes fallen meist steil 10—20 m zum Meer ab. Nur in der hintersten Ulkebugt und in den glazialen Rinnen und Seitentälchen erreicht man über 10 bis einige 100 Meter breite Terrassentreppen das Meeresniveau, wo sich meist vor einem rezenten Kliff in den Terrassensedimenten ein je nach der Nähe der umgebenden Felshänge mehr oder weniger geröllreicher Strand findet.

In der hinteren Ulkebugt treten die marinen Niveaus in unterschiedlicher Ausprägung auf (vgl. Profil T 4, Abb. 3). Dabei zeigt sich, daß die jeweiligen lokalen Verhältnisse, besonders das glaziale Vorzeitrelief, auf das die Meeresstände eingewirkt haben, ausschlaggebend dafür sind, wie stark es zu einer Terrassenbildung, Terrassensedimentation bzw. Kliffbildung hat kommen können. Vor allem in schmalen, glazialen Rinnen kam es zu stärkeren morphodynamischen Auswirkungen der marinen Brandung, wobei Unterschneidungskliffs mit Abrasionsplattformen im anstehenden Gneis entstanden sind, auf denen Geschiebe und Verwitterungsschutt, auch größere Stücke bis über 50 cm ϕ , gut zugerundet wurden und heute, durch Schneefleckenspülung ausgewaschen, Geröllpflaster bilden können. Solche Abrasionskliffnischen mit Brandungsgeröllpflaster sind offensichtlich nicht an ein Niveau gebunden, sondern können treppenartig in jeder Höhe bis zur oberen marinen Grenze auftreten.

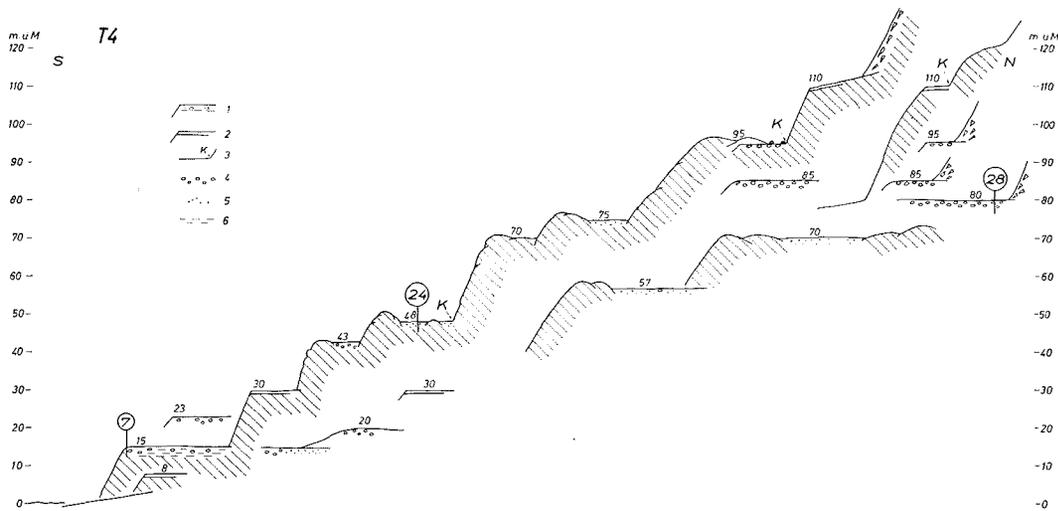


Abb. 3: Profil mariner Terrassen an der Ulkebugt nordöstlich von Holsteinsborg. 1 = Terrasse mit Sedimenten, 2 = Felsterrasse, 3 = Kliff, 4 = Gerölle, 5 = Sande, 6 = toniger, grauer Schluff; Zahlen im Kreis (7/24/28) bezeichnen die Lage von einzelnen Sedimentprofilen.

Fig. 3: Profile of marine terraces in Ulkebugt northeast of Holsteinsborg. 1 = terrace with sediments, 2 = rock terrace, 3 = cliff, 4 = pebbles, 5 = sand, 6 = clayey grey silt; encircled numbers (7/24/28) mark the position of different sediment profiles.

3. 3. Analyse der Terrassen-Sedimente bei Holsteinsborg

Die tieferen Terrassen zeigen in ihrem Substrat eine Zunahme der Schluff- und Ton-Komponente gegen Osten zu entsprechend dem ruhigeren Sedimentationsmilieu im inneren Buchtbereich. Im Talbereich östlich der Ulkebugt sind diesen grauen marinen tonigen Schluffen häufig grobe glazifluviale Sedimente eingemischt oder sie sind damit überschüttet. Ein solches Profil war am Ende der Piste hinter dem Flugplatz von Holsteinsborg auf der 80-m-Terrasse aufgeschlossen. Bereits unterhalb der flachgründigen, podsolierten arktischen Braunerde sind bei diesem Profil in die Gerölle von 1 bis 6 cm ϕ reichlich Muscheln eingelagert. Erst ab einer Tiefe von 72 cm unter der Oberfläche sind es geröllarme Sandschichten, die mit Muschelschillagen wechseln. Es handelt sich bei der Geröllschicht um eine Bildung syngenetisch zu einem entsprechenden Meereshochstand von 80 m, so daß sich in einem Deltaschüttungsbereich marine und fluviale Sedimente mischen konnten.

Im Aufschluß der marinen 15-m-Terrasse am Ulkebugt-Wasserfall (vgl. P 7, Abb. 3) finden sich Gerölle nur vereinzelt im oberen Profilabschnitt, der durch Solifluktion und offensichtlich wechselnde Permafrosttiefen eine komplizierte pedogenetische und morphodynamische Struktur bis zu einer Tiefe von 170 cm aufweist. Damit sei auf die Terrassenüberformung durch die rezente periglaziale Morphodynamik hingewiesen. Dominierend ist im Profil P 7 ein sehr einheitlicher hellgrauer schluffiger Ton, der als ein Leitsediment der marinen Terrassenentwicklung immer wieder in unserem Untersuchungsgebiet, auch in der Umgebung von Jakobshavn, auftritt bis zu einer Höhe von 80 m ü. NN; so etwa hinter dem Wasserwerk von Holsteinsborg oder nördlich des Friedhofs von Jakobshavn, wo auch die höchsten Fundorte von Muscheln liegen. Entsprechende Niveaus in den weiter fjordauswärts gelegenen Profilen zeigen eine sandigere Fazies (vgl. P 24, Abb. 3). Die grauen Tone, die an anderen Stellen südlich der Disko-Bucht über 50 m Mächtigkeit erreichen (WEIDICK 1968: 13), müssen über längere Zeit in Stillwasserbereichen auf relativ sinkendem Untergrund entstanden sein, bzw. bei langsam steigendem Meeresspiegel, wodurch ältere Strandniveaus ingradiert als Flachwasserbereiche aufsedimentiert wurden. Die hier als Fossilien in den Terrassensedimenten auftretenden Moluskenarten, wie *Cyrtodaria*, *Mya* u. a., sind an den Flachwasserbereich als Lebensraum gebunden (STRAUCH 1972: 90, 134). Solche morphodynamischen Bedingungen der litoralen Sedimentation mit Feinmaterial können durchaus an verschiedenen Küstenabschnitten zu unterschiedlichen Zeiten geherrscht haben. Man ist daher nicht berechtigt, allein aus der gleichartigen morphologischen bzw. sedimentologischen Ausprägung marine Terrassenreste zu parallelisieren oder gar als ohne weiteres gleichzeitig anzusprechen.

3. 4. Die Meeresstände der Umgebung von Jakobshavn

Auch in der Umgebung von Jakobshavn lassen sich Spuren ehemaliger höherer Meeresstände morphologisch nachweisen. Anders als die Ulkebugt bei Holsteinsborg ist die breite Talbucht nordöstlich von Jakobshavn vor den bis 400 m hohen glazialen Bergkuppen als einheitliche breite Terrasse in durchschnittlich 40 m über dem Meer hinter den glazialen Gneisrippen der Halbinsel der Nordre Noes, die bis 70 m aufragt, erhalten geblieben. Der Untergrund der 40-m-Terrasse wird von mächtigen, grauen tonigen Schluffen mit stellenweise Muschelschill gebildet. Der graue Terrassenuntergrund wird an vielen Stellen in den Mudpits der nichtsortierten Tundra-Ringe aufgrund der Frostbodenprozesse durch die sonst geschlossene Vegetationsdecke der Feucht-Tundra in Flecken an der Oberfläche sichtbar. Dieses Material baut auch noch die 70-m-Terrasse an der Flanke des Sattels im Sermermittal am Weg von Jakobshavn zum Isfjord auf. Dort wurden in einer Bohrung der GTO die grauen marinen Feinsedimente in einer Mächtigkeit von 11 m auf Fels auflagernd festgestellt; zwischen 2,5 m und 6 m unter der Oberfläche treten Muschelschillbänke auf.

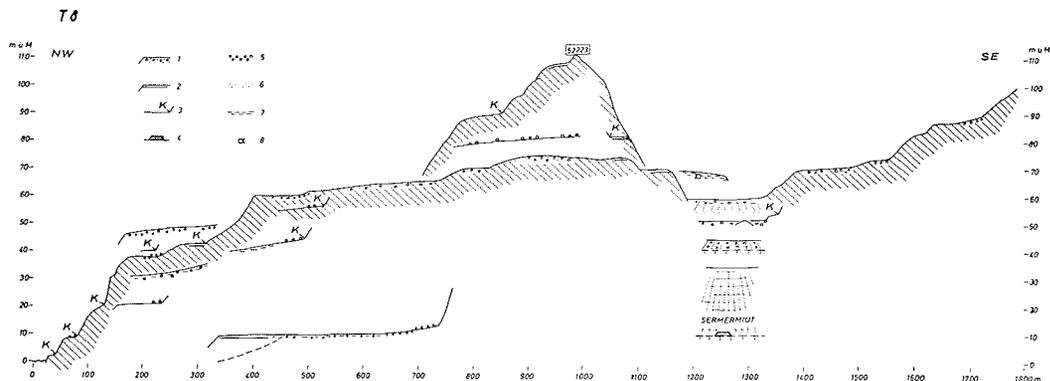


Abb. 4: Profil mariner Terrassen südlich von Jakobshavn und im Sermermiuttal. 1 = Terrasse mit Sedimenten, 2 = Felsterrasse, 3 = Kliff, 4 = Siedlungswüstung, 5 = Gerölle, 6 = Sand, 7 = toniger, grauer Schluff, 8 = höchste marine Fauna.

Fig. 4: Profile of marine terraces south of Jakobshavn and in the Sermermiut valley. 1 = terrace with sediments, 2 = rock terrace, 3 = cliff, 4 = place of an old settlement, 5 = pebbles, 6 = sand, 7 = clayey grey silt, 8 = highest marine fossils.

Das 40-m-Terrassenniveau tritt auch im Stadtgebiet von Jakobshavn zwischen den bis 57 m hohen Rundhöckern da und dort mit randlich zum Fels angehäuften groben, gut gerundeten Geröllen auf; so etwa am Hubschrauberlandeplatz und am alten Friedhof südlich der neuen Schule. Diese Restniveaus bis 40 m werden durch einen markanten glazialen Steilhang, der kliffartig versteilt erscheint, abgeschlossen. Dieser Steilhang umschließt Jakobshavn in einem halbkreisförmigen Verlauf vom Heliport nach SW und dann nach W zur Küste.

Im Gebiet zwischen Jakobshavn, Kingigtoq am Ausgang des Isfjord und bis östlich des Sermermiuttals, das durch glaziale Rinnen von SE nach NW gegliedert wird und mit Rundbuckelmassiven bis 112 m aufragt, zeigen sich deutlich Spuren alter Meeresstände (vgl. T 8, Abb. 4). Vor die oben angesprochene Kliffstufe am südlichen Stadtrand von Jakobshavn legt sich bei Igdumiut eine breite Terrassenrampe von 8—14 m. Meerwärts ist sie durch einen Bach zerschnitten und stellenweise ausgeräumt und erniedrigt. Randlich sind entsprechende Verebnungen im Fels erhalten. Untere Kliffstufen an der südwestlich anschließenden meist glatten und steilen Felsküste sind bei 2, 8—9 und 20 m vorhanden. Reste einer 20-m-Terrasse finden sich auch als breitere, geröllbedeckte Nischen. Eine nur wenig abgesetzte Terrassenrampe mit Geröll und grauem tonigem Schluff führt von 31 bis 36 m. Bei 38, 40, 43, 46 bis 49 und 56 m sind wieder eigene Terrassenniveaus nachzuweisen.

Besonders breit sind Terrassenrampen zwischen 60 und 66 m entwickelt, die bei 62 m z. T. eine zwischengeschaltete Terrassenkante aufweisen. Über Geröll führende Terrassenniveaus von 70 m erreicht man in den Sattelbereichen der glazialen SE-NW-Rinnen bei 85 m ausgedehnte Terrassenreste, so z. B. am neuen Friedhof von Jakobshavn, mit Geröllen von 1 bis 20 cm ϕ . Südlich davon tritt eine, zwischen Rundbuckeln aufgelöste Terrassenrampe mit Geröllstreu noch zwischen 78 und 82 m auf. Am Massiv nördlich des Friedhofs sind Felsverebnungen z. T. mit Kliffbildung in 82, 90 und undeutlich noch bei 108 m vorhanden. Entsprechende Terrassenniveaus treten mit Geröllen bis 89 m auch östlich des Sermermiuttals wieder auf.

Im Sermermiuttal ist die prägnanteste Spur der alten Meereshochstände die bereits genannte 70-m-Terrasse. Es ist der Rest eines mindestens 11 m mächtigen marinen Feinsedimentkörpers. Dieser wurde aufsedimentiert in der nach Süden ausgreifenden heutigen

Talbuch, geschützt durch jene brandungsbrechende oben genannte Felsstufe, die parallel zur Straße Alangukasik verläuft. Es war eine flache Meeresbucht bei einem Meeresniveau, das von 60 bis 70 m langsam anstieg. Bei relativ wieder rücksinkendem Meeresspiegel bzw. stärkerer Landhebung konnten in den Feinsedimenten niedere Terrassen leicht ausgeräumt werden. So wird auch die besonders breite Terrassenentwicklung in 40 m in der großen seenerfüllten Talbucht nordöstlich von Jakobshavn verständlich. Auch randlich blieben dort nur noch spärliche Reste von höheren Terrassenniveaus bei 50—55 m und auf Rundbuckelfluren mit Geröllstreu bei 50 bis 55 und 63 bis 65 m erhalten.

Südöstlich des zweiten großen Sees über dem Talabschluß finden sich in einer Höhe von 105 m ü. NN auf einer rd. 100 m breiten flachen Paßlage mit glazialen Rundbuckeln in Senken und Nischen flachgründige Geröllakkumulationen durchschnittlich mit 3 bis 5, maximal bis 15 cm ϕ in sandiger Matrix. Auf den zwischenliegenden blanken Felsflächen liegen zugerundete Geschiebe von 1 bis 1,50 m Kantenlänge. Es läßt sich dies im Vergleich zu der Geschiebe- und Schuttbedeckung auf der benachbarten 180 m hohen Kuppe als marin überspülte Moräne und Terrassenrest deuten und mit jener höchsten Verebnung südlich von Jakobshavn parallelisieren. Es stellt dies bei 105 m bzw. 108 m über dem heutigen Meeresspiegel wahrscheinlich die obere marine Grenze für die Gegend von Jakobshavn dar.

3. 5. Vergleich der Terrassengerölle

Eines der wesentlichen Indizien für die Deutung der marinen Terrassen waren das Auftreten gut gerundeter Gerölle, die als Brandungserölle interpretiert wurden. Um die Berechtigung für diese Schlußweise nachzuweisen, wurde die Verteilung der Zurundungsindizes für die Grobsedimente verschiedener Terrassen mit derjenigen vom rezenten Strand mittels teststatistischer Verfahren verglichen (vgl. STABLEIN 1970: 92; 1972). Dabei zeigte sich, daß nach dem Kolmogorov-Smirnov-Test bei einer Sicherheitswahrscheinlichkeit von 99% kein signifikanter Unterschied zwischen den beiden Verteilungen festgestellt werden kann, d. h. beide Geröllvorkommen haben gleichen morphogenetisch bedingten Zurundungscharakter.

3. 6. Zusammenfassung über die marinen Niveaus bei Holsteinsborg und Jakobshavn

Zusammenfassend läßt sich über die marinen Niveaus in der Umgebung von Holsteinsborg sagen (vgl. Abb. 5): Spuren höherer Strandlinien als Folge einer relativen Landhebung wurden bis 110 m nachgewiesen, wobei Muscheln und marine Feinsedimente nur bis 80 m gefunden wurden. Die höheren Stände sind durch Brandungserölle, Klifflinien z. T. mit deutlichen Brandungshohlkehlen und Brandungsterrassen im Fels gekennzeichnet. Besonders verbreitet sind marine Terrassen um rd. 15, 30, 45, 65, 80 m ü. NN. Die mächtigen, marinen grauen tonigen Schluffe zeigen eine länger dauernde Ingression mit Flachwassersedimentation für das 80-m-Niveau an. Auch jüngere niedrigere Terrassen wurden später bei wieder stärkerer Landhebung in diesen grauen Feinsedimenten ausgebildet, wobei dann Terrassenoberfläche und darunter liegendes Terrassensediment keine syngenetischen Bildungen sind.

Betrachtet man zusammenfassend die morphologischen Spuren der holozänen Meeresspiegelschwankungen in der Umgebung von Jakobshavn (vgl. Abb. 5), so läßt sich die obere marine Grenze aufgrund der Abräumung der Moränenstreu auf den unteren Hängen und den geröllbedeckten Verebnungsresten und Kliffbildungen bei 105 m über dem heutigen Meeresspiegel ansetzen. Marine Feinsedimente (graue tonige Schluffe) mit Muscheln werden vom Meeresspiegel bis in 70 m Höhe angetroffen. Darüber sind die marinen Niveaus vorherrschend Erosionsterrassen im Fels mit mehr oder weniger Be-

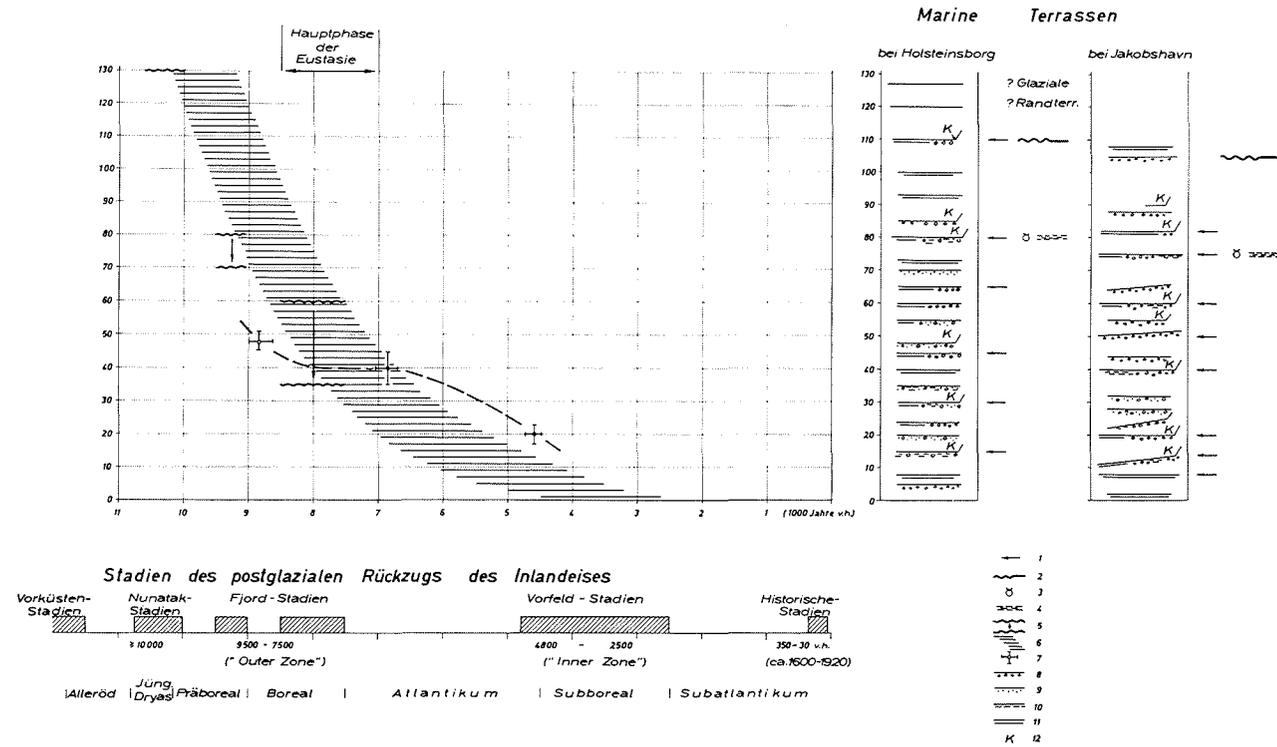


Abb. 5: Postglaziale Entwicklung des Meeresspiegels und des Inlandeisrandes in Westgrönland.

1 = häufig auftretendes Terrassen-Niveau, 2 = obere marine Grenze, 3 = höchste marine Muschelfunde, 4 = höchstes Vorkommen des grauen marinen tonigen Schluffs („Portlandia Clay“), 5 = Höhenintervall des Meeresspiegels während der Rückzugsstadien des Inlandeises, 6 = generalisierte Kurve der Landhebung für Grönland (nach WEIDICK 1968), 7 = ^{14}C -Daten aus der Umgebung von Holsteinsborg, 8 = Terrassen mit Geröllen, 9 = Terrassen mit Sand, 10 = Terrassen mit marinem tonigen Schluff, 11 = Terrassen im Fels, 12 = Kliff.

Fig. 5: Postglacial development of the sealevel and the marginal stages of the Inlandice Sheet in West Greenland.

1 = frequently found terrace levels, 2 = upper marine limit, 3 = highest position of marine shells, 4 = highest position of the grey marine clayey silt („Portlandia Clay“), 5 = high interval of the sealevel during the stages of retreat of the Ice Sheet, 6 = generalized uplift curve for Greenland, 7 = ^{14}C dates from the surroundings of Holsteinsborg, 8 = terraces with pebbles, 9 = terraces with sand, 10 = terraces with marine clayey silt, 11 = terraces in eroded rock, 12 = cliff.

deckung von Brandungsgeröllen und Sand. Durch die polygenetische Überlagerung der Formen und Sedimente (Hangschutt, Moränengeschiebe, Brandungsgerölle) ist die morphologische Interpretation lokal nicht immer eindeutig möglich. Verbreitet sind marine Terrassen um 8 bis 15, 20, 28 bis 32, besonders deutlich bei 40, 50 bis 55, 60, 70 bis 75, 82 und 90 m ü. NN. Die mächtigen, marinen grauen tonigen Schluffe bis zu 70 m Höhe zeigen, daß die allgemeine holozäne Landhebung als Folge der Deglaziation nicht nur durch einzelne Halte, entsprechend den Stadien der Gletscherentwicklung, gegliedert wird, sondern der weltweite eustatische postglaziale Meeresspiegelanstieg zeitweilig mit der glazialisostatischen Landhebung Schritt halten konnte bzw. diese überholte.

4. FRAGE DER ZEITLICHEN ORDNUNG UND DATIERUNG DER MEERESSTÄNDE

Nachdem das Ausmaß der morphologischen Wirkung der Deglaziation und der glazialisostatisch-eustatischen Küstenentwicklung als postglaziale Reliefgeneration des mittleren Westgrönlands an speziellen Bereichen dargestellt wurde, stellt sich die Frage nach der absoluten Datierung der morphogenetischen Etappen und deren Vorzeitformen. Bisher wurden dazu zwei Wege beschritten. LAURSEN (1949, 1950) hat den Fossiliengehalt der marinen Sedimente der verschiedenen Niveaus eingehend bearbeitet. Dabei ergab sich, daß in den verschiedenen marinen Ablagerungen verschiedene Muschelgesellschaften gelebt haben. Deren Lebensbedingungen zeigen entsprechend dem Vergleich mit den heutigen Lebensräumen, daß nicht nur das Meeresniveau, sondern auch die klimatischen Bedingungen in den verschiedenen Phasen der Küstenentwicklung unterschiedlich gewesen sein müssen. Kälteliebende Arten wechseln mit wärmeliebenden Muschelarten. So zeigt die *Portlandia arctica* für die Küstengewässer kältere Bedingungen als heute an, während die *Zirphaea crispata* heute erst in wärmeren Küstengewässern angetroffen wird.

Nach LAURSEN (HARDER u. a. 1949) lassen sich folgende 6 Horizonte nach den vorherrschenden Muschelarten unterscheiden:

- Horizont A — Hocharktische Sedimente, charakterisiert durch *Portlandia arctica* (GRAY)
- Horizont B — Arktische Sedimente, charakterisiert durch *Balanus hammeri* (ASCAN)
- Horizont C — Arktische Sedimente, charakterisiert durch *Mya truncata* (C.) *form. ovata* (JENSEN)
- Horizont D — Hocharktische Sedimente, charakterisiert durch *Portlandia arctica* (GRAY) (= *Yoldia*)
- Horizont E — Arktische Sedimente, charakterisiert durch *Pecten islandicus* (MULL) (= *Chlamys*)
- Horizont F — Boreale Sedimente, charakterisiert durch *Zirphaea crispata* (L.)

Von uns wurden in mehreren Terrassen Muscheln geborgen, deren Bestimmung folgendes Bild ergab:*)

- (A 6) 80-m-Terrasse bei Holsteinsborg: *Chlamys* sp., *Mya truncata* var. *Uddevalensis* (?);
- (A 9) 65-m-Terrasse bei Holsteinsborg: *Balanus hammeri* (ASCAN), *Chlamys* sp., *Mya* sp.;
- (A 14) bei 7 m in der 12-m-Terrasse bei Sermermiut: *Macoma calcarca* (CHEMNITZ), *Cyrtodaria kurriana* (DUNKER), *Hiatella* juv., *Mya truncata* sp., *Ledidae* sp.;
- (A 7) 7,5-m-Terrasse am Praestefjell-Tal: *Mya truncata* (LINNÉ), *Hiatella arctica*, *Chlamys* sp.;
- (A 10) rezenter Strand, 2-m-Terrasse südöstlich Holsteinsborg: *Mytilus edulis* (LINNÉ).

*) Die Bestimmung der Fossilien wurde freundlicherweise von Herrn Prof. Dr. R. HUCKRIEDE vom Geologischen Institut der Universität Marburg vorgenommen, dem ich dafür herzlich danke.

Danach könnte man die Sedimente unserer 80-m- und 65-m-Terrassen arktischen Phasen, etwa dem Horizont C bzw. B nach LAURSEN und die Sedimente unserer 8-m- und 12-m-Terrassen etwa dem Horizont E zuordnen.

Die zweite Möglichkeit für eine Datierung ist, das organische Material durch die Bestimmung des in Abhängigkeit von der Zeit abnehmenden radioaktiven Kohlenstoffs (^{14}C) absolut zu datieren. Anders als in anderen arktischen Gebieten, z. B. Spitzbergen (STABLEIN 1969), wo auch Treibholz und Walknochen zur ^{14}C -Datierung verwendbar vorkommen, sind es in den marinen Ablagerungen in Grönland bisher nur Muschelschalen, die dafür zur Verfügung stehen. Das hat den Vorteil, daß die Werte als besser vergleichbar gelten können. WEIDICK (1968: 15, 191) hat aus mehreren solchen Datierungen eine Hebungskurve für Westgrönland zusammengestellt, die auch weitgehend mit den bisher untersuchten Verhältnissen in Nord- und Ost-Grönland übereinstimmt. Die Datierungswerte, die SUGDEN (1972: 115) für den Bereich des mittleren Søndre Strømfjord veröffentlicht hat, bestätigen diese Hebungskurve.

Die Ergebnisse unserer Proben, die wir für die ^{14}C -Datierung aus der 8-, 65- und 80-m-Terrasse genommen haben, liegen zur Zeit noch nicht vor. Wir legen daher vorläufig der zeitlichen Einordnung der Terrassenniveaus und Deglaziationsphasen die bisherigen, allgemeinen regionalen Ergebnisse zugrunde (Abb. 5). Dabei sind die Datierungen zweier Niveaus im Stadtbereich von Holsteinsborg berücksichtigt, nämlich der 20-m-Terrasse mit einem Alter von 4590 ± 110 Jahren vor 1950 und der 48-m-Terrasse mit einem Alter von 8840 ± 170 Jahren vor 1950, sowie bei Akugdleq im Holsteinsborg-Distrikt die 40-m-Terrasse mit einem Alter von 6860 ± 150 Jahre vor 1950 (WEIDICK 1968: 191). Die Kurve, die sich aus diesen regionalen Werten für die Umgebung von Holsteinsborg ergibt (vgl. Abb. 5), zeigt einen besonders langen Zeitraum für das 40-m-Meeressniveau, was zeitlich gut der von ANDREWS (1970) ermittelten Hauptphase der Eustasie entspricht. Ähnliche zeitweilige Verflachungen der Hebungskurven ließen sich auch in anderen arktischen Gebieten mit glazialisostatischer Entwicklung, z. B. in Spitzbergen (STABLEIN 1969: 129), nachweisen.

Wie die Untersuchungen von SOMMERHOFF (1975) gezeigt haben, liegen die tiefsten Spuren von Meeresspiegelständen im Bereich des westgrönländischen Schelfs bei 70 m unter dem heutigen Meeressniveau. Dies ist geringer, als von den allgemeinen Ergebnissen für die postglaziale Eustasie zu erwarten wäre; FLINT (1971: 321) nimmt ± 100 m für den eustatischen Meeresspiegelanstieg an. Es muß daher für den während der Eiszeit belasteten Schelfbereich mit einer glazial-isostatischen Absenkung und einer postglazialen isostatischen Hebung in der Größenordnung von 30 m gerechnet werden. Der gesamte Umfang der relativen Meeresspiegelschwankungen beträgt für die von uns untersuchten Bereiche Westgrönlands 180 m, der Betrag der gesamten isostatischen Bewegung muß noch höher mit etwa 210 m angenommen werden.

5. REZENTE TENDENZEN DER KUSTENENTWICKLUNG

Nach den ^{14}C -datierten Schichten der Sarqaq-Kultur in der Disko-Bucht (TAUBER 1960) kann der Meeresspiegel in der Zeit nach 3600 Jahren vor heute nicht mehr als 2 m über dem heutigen Niveau gelegen haben. Man kann daraus allgemein folgern, daß die postglaziale Landhebung als isostatische Ausgleichsbewegung zur durch die Deglaziation bewirkten Entlastung abgeschlossen ist. An den Küstenlinien in Westgrönland haben wir weit verbreitet aktive Kliffbildungen und keine jung aufgetauchten Brandungsplattformen beobachtet. Dies spricht für eine Stagnation bzw. eine Absenkung des Landes. NORDENSKJOLD (1914: 637) berichtete, daß die westgrönländische Küste in ausgeprägter Absenkung begriffen sei. Dies bestätigt auch KLUTE (1926: 111). EGEDAL (1947) hat für Nordgrönland aus alten Seepockenvorkommen (*Balanus*) ein Absinken von 1,08 cm / Jahr (seit 1897) berechnet. Aus Tidenmessungen von 1885 und 1950 hat NIELSEN (1952) ein

Absinken der Ostküste von 2,7 mm / Jahr bestimmt. Für die Westküste findet man bei NIELSEN (1969: 3) Werte der rezenten relativen Absenkung für Godhavn auf der Disko-Insel 0,58 m / 100 Jahre und für Jakobshavn 1,17 m / 100 Jahre.

Demgegenüber hat SUGDEN (1962) niedrigere Terrassen von 1, 2 und 9 m über dem Meer an der Ostküste für Spuren einer wiederauflebenden rezenten Landhebung mit rd. einem halben Meter pro 100 Jahre, nämlich wie in Skandinavien, angenommen. Auch von der Westküste liegen entgegen den angeführten Aussagen in der Literatur solche vor, die für die Disko-Bucht eine rezente Hebung von jährlich 1,7 cm (SAXOV 1958: 520; 1961: 413) aus der Verschiebung des Lebensbereichs von Küstenalgen schließen. WEIDICK (1968: 64) hat bei Nachmessungen von Meßpunkten von 1898, 1901 und 1902 auf der Disko-Insel eine Hebung seit dieser Zeit von 60 cm bestimmt. Er weist darauf hin, daß darin eine zeitlich verzögerte Auswirkung des Gletscherrückgangs von den Hochständen von 1920 zu sehen ist. Die vorhergehende relative Senkungsphase vom 17. Jh. (PATERSON 1951: 51) bis etwa 1940 sei als eine Folge der Gletschervorstöße des "little ice age" zu sehen.

Die Frage muß zunächst offen bleiben, ob die Küstenbereiche Grönlands so kurzfristig isostatisch auf Gletscherschwankungen reagieren. Die weltweiten eustatischen Veränderungen des Meeresspiegels, die unter anderem aus der zunehmenden Erwärmung des Wassers der Weltmeere folgt, ist für die letzten Jahrzehnte nach FLINT (1971: 322) ± 1 mm / Jahr, also allein nicht ausreichend, um die marinen Niveauschwankungen an den grönländischen Küsten der letzten Jahrhunderte zu erklären. STEENSTRUP (1881: 40) hat für die Südküste keine augenfälligen Spuren einer Niveauschwankung für das 19. Jh. feststellen können.

Die geringen Schwankungsbeträge des Meeresniveaus sind deshalb schon kurzfristig nicht überprüfbar, da bei dem Tidenhub von 2,4 m bei Jakobshavn (NIELSEN 1969: 12) die Festlegung einer zutreffenden Bezugsbasis, z. B. Linie des mittleren Hochwassers, nur schwer unmittelbar eindeutig faßbar ist und diese neben den langfristigen Schwankungen kurzfristigen periodischen und episodischen Schwankungen unterworfen ist.

6. ERGEBNISSE DER UNTERSUCHUNGEN

Ausgehend von Untersuchungen speziell für die Umgebung von Holsteinsborg und Jakobshavn wurden folgende geomorphologische Anschauungen für die glazial geprägte Westküste Grönlands zwischen 66° und 70° N entwickelt. Die Deglaziation des Inlandeises von den jungpleistozänen Stadien vor der Küste am Schelfrand erfolgte bereits vor 10.000 Jahren, wobei man fünf Etappen der Inlandeisrandlagen unterscheiden kann. Dabei wurde der Küstenbereich rasch eisfrei. Bereits seit etwa 7.500 Jahren vor heute ist der Inlandeisrand auf einen wenige zehn Kilometer breiten Bereich hinter den inneren Fjorden und auf das Vorfeld des heutigen Inlandeisrandes beschränkt geblieben.

Die weltweite holozäne Deglaziation führte zu einem glazial verursachten eustatischen Meeresspiegelanstieg. Dadurch konnten bei durch die Eisbelastung noch tiefer Lage der Küstengebiete Westgrönlands Spuren hoher Meeresstände, in unseren Untersuchungsgebieten bis in eine Höhe von 105 bzw. 110 m über dem heutigen Meeresspiegel, entstehen.

Die regionale Deglaziation und die teilweise Entlastung verursachten eine glazialisostatische Landhebung von insgesamt 210 m, die heute als im wesentlichen abgeschlossen gelten kann. Die heutige Tendenz der Küstenentwicklung ist umstritten. Marine Terrassenniveaus in 40 bis 80 m mit marinen, grauen Schluffen zeigen eine Phase der Küstenentwicklung an, in der nach der Phase der anfänglich in der Nacheiszeit raschen Landhebung die Eustasie vorübergehend Schritt halten konnte. Der Mollusken-

gehalt der marinen Terrassen erlaubt eine genauere Datierung der komplexen Entwicklung, die für alle Küsten Grönlands im großen sehr ähnlich ist.

L i t e r a t u r

- Andrews, J. T. (1970): A geomorphological study of postglacial uplift with particular reference to arctic Canada. — *Inst. Brit. Geogr. Spec. Publ.*, 2: 1—156, London.
- Böggild, O. (1928): The geology of Greenland. — in: VAHL, M. (ed.): *Greenland*. — Vol. 1: 231—255, Copenhagen.
- Büdel, J. (1969): Das System der klima-genetischen Geomorphologie. — *Erdkunde*, 23: 165—183, Bonn.
- Egedal, J. (1947): The sinking of Greenland. — *Medd. Grønland*, 134 (7): 1—6, København.
- Escher, A. (1971): Geological Map of Greenland 1:500 000: Søndre Strømfjord — Nugsuaq. — *Grønlands Geologiske Undersøgelse / The Geological Survey of Greenland*, København.
- Flint, R. F. (1971): *Glacial and quaternary Geology*. — 1—892, New York u. a.
- Harder, P., Jensen, A. S. and D. Laursen (1949): The marine Quaternary sediments in Disko Bugt. — *Medd. Grønland*, 149 (1): 1—85, København.
- Klute, F. und H. Krüger (1926): Die Hessische Grönlandexpedition 1925. — *Pet. Mitt.*, 72: 105—111, Gotha.
- Laursen, D. (1950): The stratigraphy of the marine Quaternary deposits in West Greenland. — *Medd. Grønland*, 151 (1): 1—142, København.
- Loewe, F. (1936): Höhenverhältnisse und Massenhaushalt des grönländischen Inlandeises. — *Gerlands Beiträge Geophysik*, 46: 317—330.
- Malaurie, J. (1968): Thèmes de recherche géomorphologique dans le Nord-Ouest du Groenland. — *Mémoires et Documents, numéro hors série*: 1—495, Paris.
- Nielsen, E. W. (1952): A determination of the subsidence of the land at Angmagssalik. — *Medd. Grønland*, 136 (2): 1—11, København.
- Nielsen, N. (1969): Morphological studies on the eastern coast of Disko, West Greenland. — *Geografisk Tidsskrift*, 68 (2): 1—35, København.
- Nordenskjöld, O. (1914): Einige Züge der physischen Geographie und der Entwicklungsgeschichte Süd-Grönlands. — *Geogr. Ztschr.*, 20: 425—441, 505—524, 628—641, Leipzig.
- Paterson, T. T. (1951): Physiographic studies in Northwest-Greenland. — *Medd. Grønland*, 151 (4): 1—60, København.
- Rvachev, V. D. (1964): Relief and bottom deposits of the shelf of southwestern Greenland. — *Deep-Sea Res.*, 11: 646—653 (Übers. von *Okeanologiya*, 1963, 3 (6): 1046—1055).
- Saxov, S. (1958): The Uplift of Western Greenland. — *Medd. Dansk geol. Foren.*, 13: 518—523.
- Saxov, S. (1961): The Vertical Movement of Eastern Greenland (Angmagssalik). — *Medd. Dansk geol. Foren.*, 14: 413—416.
- Sommerhoff, G. (1975): Glaziale Gestaltung und marine Überformung der Schelfbänke vor SW-Grönland. — *Polarforschung*, 45 (1): 22—31, Münster.
- Stäblein, G. (1969): Die pleistozäne Vereisung und ihre isostatischen Auswirkungen im Bereich des Bellsunds (West-Spitzbergen). — *Eisz. u. Gegenw.*, 20: 123—130, Öhringen.
- Stäblein, G. (1970): Grobsediment-Analyse als Arbeitsmethode der genetischen Geomorphologie. — *Würzburger Geogr. Arb.*, 27: 1—203, Würzburg.
- Stäblein, G. (1972): Ergebnisse statistischer Optimierungsverfahren bei Meßdaten der Grobsediment-Analyse für eine morphogenetische Interpretation. — *Z. f. Geomorph., Suppl. Bd. 14*: 92—104, Berlin, Stuttgart.
- Steenstrup, K. J. V. (1881): Expeditionen til Julianehaabs Distrikt i 1876. — *Medd. Grønland*, 2, (1—9): 1—246 København.
- Strauch, F. (1972): Phylogenese, Adaption und Migration einiger nordischer mariner Molluskengenera (Neptunea, Panomya, Cyrtodaria und Mya). — *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.*, 531: 1—211, Frankfurt.
- Sugden, J. (1962): The Strandlines in the Dammen Region of Alpefjord (Scoresby Land, East Greenland). — *Geogr. Journal*, 128: 43—48, London.
- Sugden, D. (1972): Deglaciation and Isostasy in the Sukkertoppen Ice Cap area, West Greenland. — *Arctic and Alpine Research*, 4 (2): 97—117, Boulder.
- Tauber, H. (1960): Copenhagen natural Radiocarbon Measurements III. — *Am. J. Sci., Radiocarbon Suppl.*, 2: 5—11, New Haven.
- Weidick, A. (1968): Observations on some Holocene Glacial Fluctuations in West Greenland. — *Medd. Grønland*, 165 (6): 1—202, København.
- Weidick, A. (1969): Investigations of the holocene deposits around Jakobshavns Isbrae, W-Greenland. — in: PEWE, T. L. (Hg.): *The periglacial environment*, (487 S.): 249—262, Montreal.
- Weidick, A. (1971): Short explanation to the Quaternary Map of Greenland. — *Grønlands Geol. Unders., Rapport 36*: 1—15, København.