

## Geomorphology during Holocene in Brededal, West Greenland – particularly concerning the marine Impact

Merete Binderup

Binderup, Merete: Geomorphology during Holocene in Brededal, West Greenland – particularly concerning the marine Impact. *Geografisk Tidsskrift* 86: 17-27. Copenhagen June 1986.

*During Late- and Postglacial time the coasts of Disko have been isostatically raised. The simultaneous eustatic sea-level rise was less than the isostatic rebound. The highest marine limit is measured at 100-110 m above sea-level. Three marine features are found at 90-70 m above sea-level. The mouth-area of the valley (Brededal) from about 60 to 4 m above sea-level is characterised by poor- to well-developed elevated pebble- and cobble beach ridges. An earlier-developed shoreline-diagram has made possible a reconstruction of the chronological land-emergence. Fluvial activity has interrupted parts of the ridges and tectonic activity has caused faults of beach ridges in a restricted area. The recent beach is transgressive and shows several features of ice effect.*

Merete Binderup, M. Sc., Institute of Geography, University of Copenhagen, Øster Voldgade 10, DK-1350 Copenhagen K.

**Keywords:** *Holocene coastal development, fossil beach ridges, arctic regions.*

Indlandsisen menes at have dækket kystområderne og dele af shelfen i Vestgrønland under den maksimale isudbredelse i Sen Weichsel, uden at den nøjagtige beliggenhed af isranden dog kendes. Isen havde sin maksimale udbredelse inden år 10.000 B.P. (Weidick 1976). Samtidig med, at isen smeltede tilbage – først fra de ydre fjordområder, og senere fra de mere landnære dele – er landområderne isostatisk hævet. Denne landhævning har været hurtigere end den samtidige eustatiske havspejlsstigning, med en relativ landhævning til følge.

Donner og Jungner (1975) og Donner (1978) har på grundlag af omfattende C<sup>14</sup>-dateringer af marine skaller fundet i marine aflejringer været i stand til at rekonstruere den kronologiske relative landhævning. Rekonstruktionen bygger på data indsamlet på Diskos vestkyst og i den sydlige del af Disko Bugt. Langs Disko Bugt findes den øvre marine grænse således nu i 80-100m's højde over havet. Weidick (1972) præsenterer nogle kystlinjediagrammer, hvoraf det fremgår, at der er en svag stigning i højden af kystlinjerne fra de ydre kyst/fjordområder og ind mod Indlandsisen. Donner og Jungner (1975) finder dog, at denne stigning er så minimal, at den er vanskelig at afsløre over en strækning på 100 km i deres undersøgelsesområde syd for Disko Bugt.

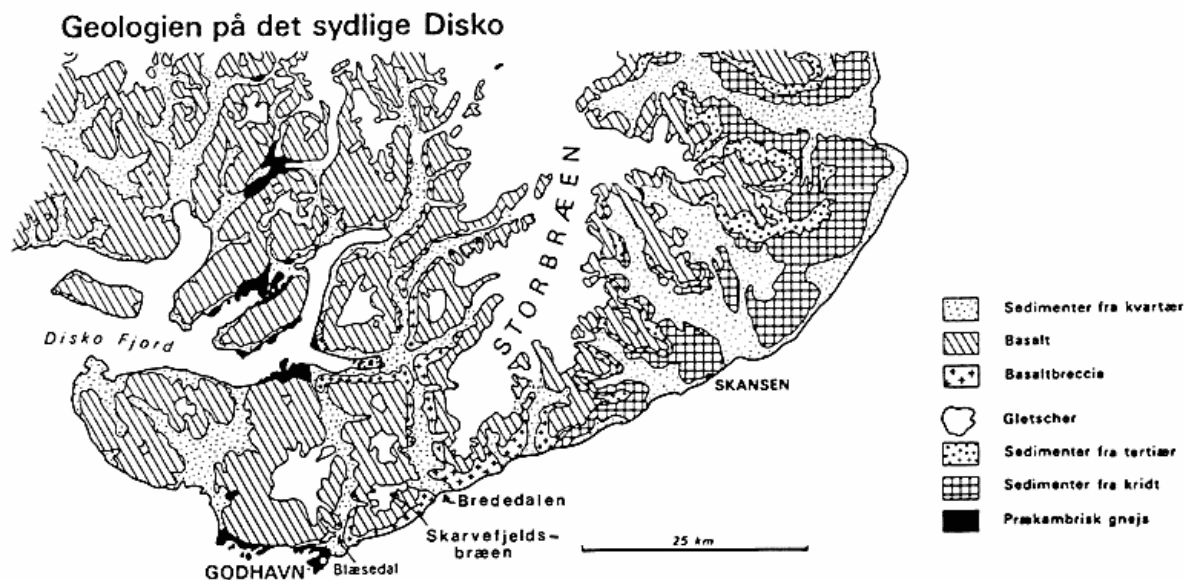


Fig. 1: Geologisk oversigtskort. (Kilde: Humlum (edit.), 1977; efter G.G.U's Geologisk kort over Grønland Sdr. Strømfjord/Nûgssuaq).

Fig. 1: Survey map. Source: Humlum (edit.) 1977; after Geological map of Greenland Sdr. Strømfjord/Nûgssuaq.

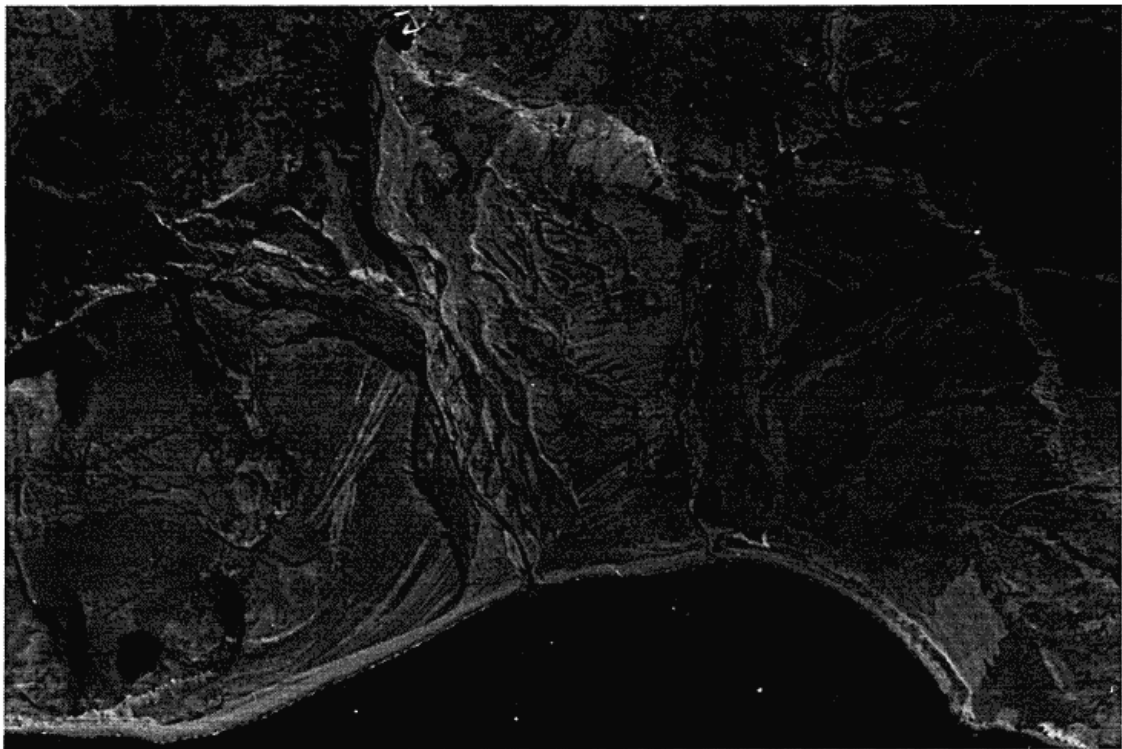


Fig. 2a: Flyfoto over Brededalens mundingsområde, (Geodetic Institute, copyright - a/86).

Fig. 2a: Aerial photograph of Brededalen's mouth area.

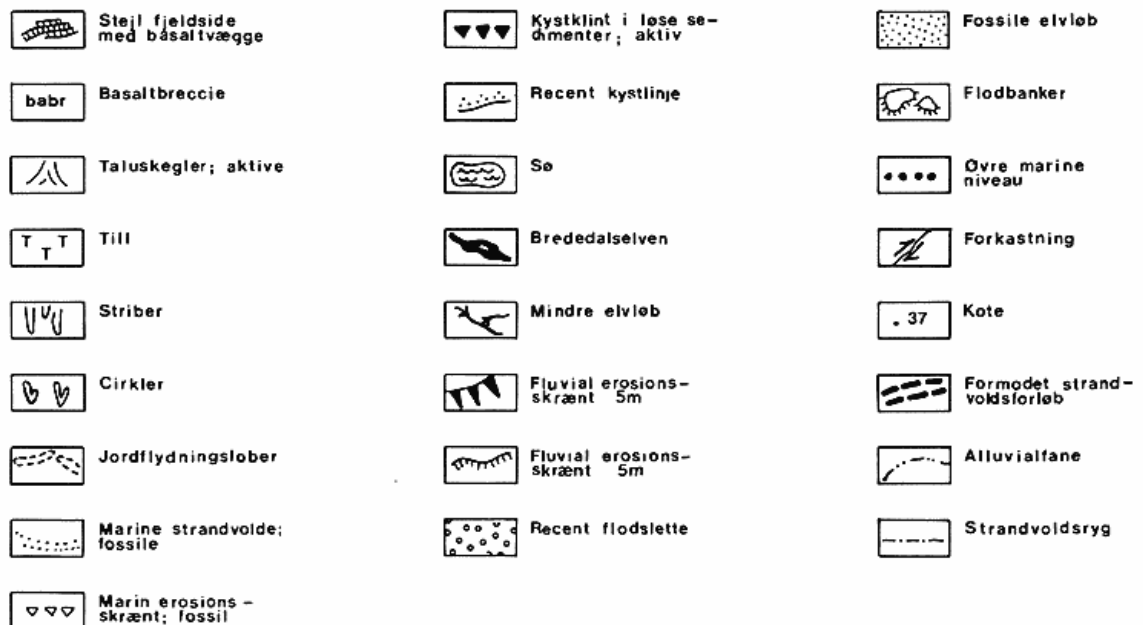


Fig. 2b: Legende til geomorfologisk kort, fig. 2c.

Fig. 2b: Legend to geomorphological map, fig. 2c.

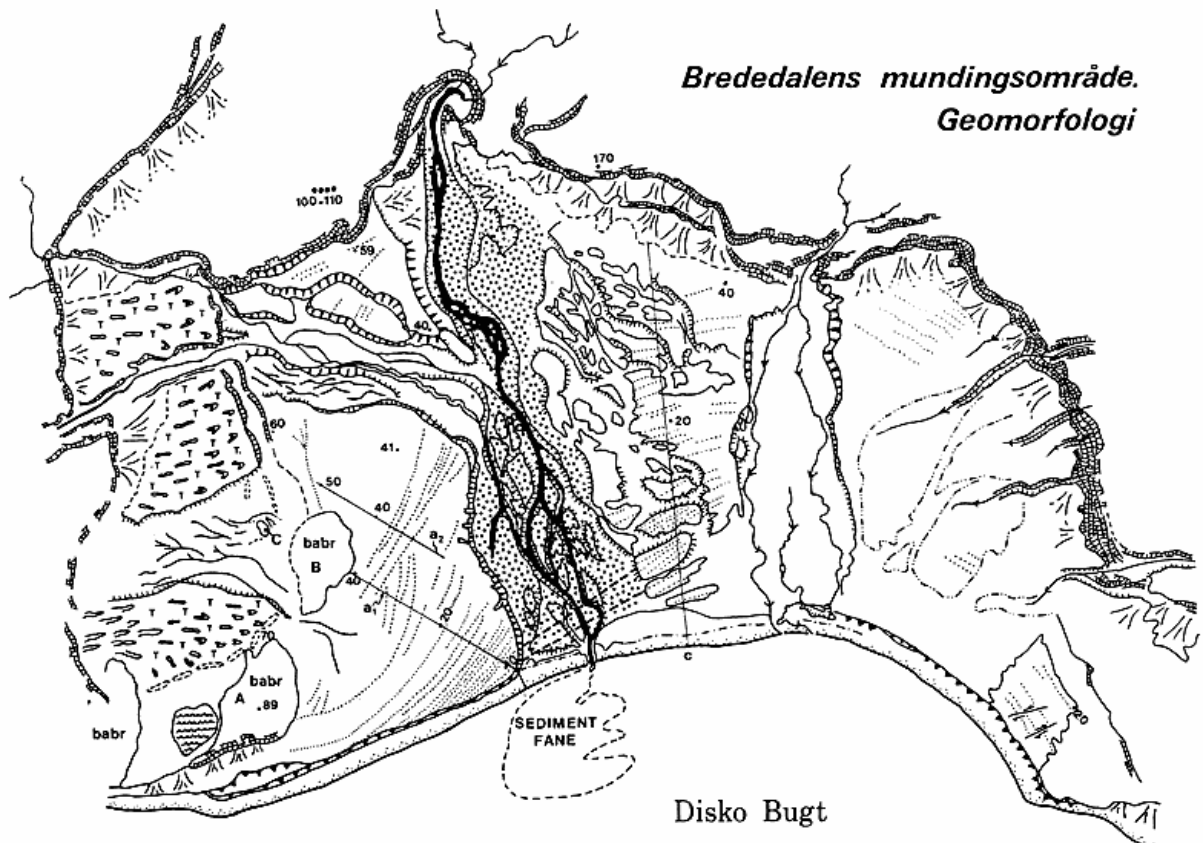


Fig. 2c: Geomorfologisk kort over Brededalens mundingsområde.

Fig. 2c: Geomorphological map of the mouth area of Brededalen.

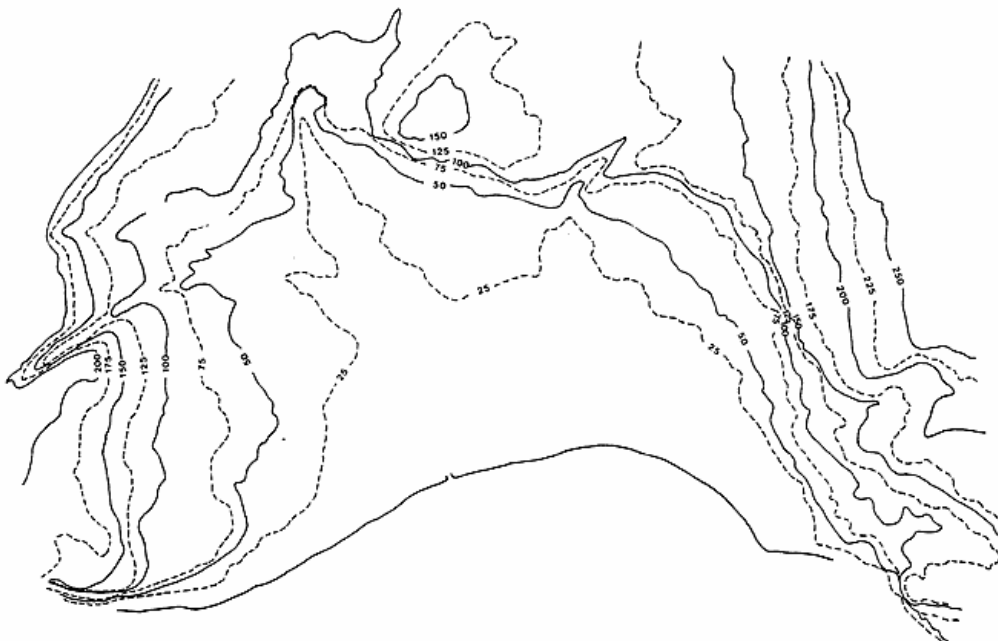


Fig. 2d: Kurveplan over Brededalens mundingsområde.

Fig. 2d: Contour map of the mouth area of Brededalen.

Brededal er beliggende på sydkysten af øen Disko i det centrale Vestgrønland. Dalen er godt 15 km lang, orienteret N-S, og udmunder i Disko Bugt, ca. 15 km øst for Godhavn, se fig. 1.

Da Brededalen ligger på Diskos sydkyst, anses det for rimeligt at benytte Donner og Jungners kurve(r) over den relative landhævning (Donner 1978) i tolkningen af udviklingsforløbet. Landhævningskurverne er udglattede og tilpassede, og kan derfor sløre klimatiske svingninger, samt variationer i henholdsvis den isostatisk og eustatiske udvikling, hvilket har kunnet føre til, at der i kortere eller længere tidsrum har været balance mellem disse, således at det relative havniveau har været konstant. Ligeledes har mindre transgressioner været mulige. Med disse muligheder in mente søger nærværende arbejde at belyse den geomorfologiske udvikling i Brededalsmundingsområdet.

## GEOLOGI OG GEOMORFOLOGISKE HOVEDTRÆK

Langt den overvejende del af bjergarterne på Syddisko består af plateaubasalt og kvartære sedimente. Enkelte steder findes prækambrisk gnejs (omkring Godhavn), og mod øst findes større blotninger af sedimente fra Kridt, fig. 1. Plateaubasalterne blev dannet i perioden fra begyndelsen til midten af Tertiær. Først blev lavaen afsat som breccier, siden dannedes gentagne basaltbænke. Brededalsregionen har på dette tidspunkt (midten af Tertiær) fremstået som ét stort, omtrent horisontalt basaltområde (Weidick 1976). Ved slutningen af Tertiær blev klimaet køligere, og kraftig vandløbserosion udformede dale i basaltbænkene, og i Kvartær har gletschere uddybet dalene til U-dale (Humlum 1977).

Brededalsmundingsområdet indeholder de overordnede terræknæk og hældninger, som karakteriserer en U-dal udformet i plateaubasalter. Dalbunden er næsten plan, og dalsiderne og »bagvæggen« består nederst af stejle taluskegler, som hidrører fra den næsten lodrette basaltvæg, som står i skarp kontrast til det overliggende omtrent horisontale basaltplateau. Kun mod vest sløres de nævnte hovedtræk af till.

Under Weichselglaciationen har en moræne udfyldt en del af mundingsområdet. Morænen blev sandsynligvis afsat som en sidemoræne til Disko-Bugtgletscheringen; en udløber af Indlandsisen som under Weichsel bredte sig ud i Disko Bugt (Binderup et. al. 1984). Jordflydningsprocesser samt fluvial og marin aktivitet har siden deglaciationen dels borteroderet størstedelen af de glaciære sedimente, dels afsat nye ovenpå den nedslidte moræne. De glaciære sedimente er nu blottede, hvor Brededalselven har eroderet sig gennem det marine dæklag og efterladt skrænter i till'en.

## FELTARBEJDE

Det geomorfologiske kort, fig. 2c, er udtegnet på grundlag af Geodætisk Instituts flyfoto over området, fig. 2a nr. 266 H-140 (Copyright: Geodætisk Institut). Tolkninger og grænsedragninger blev kontrolleret og udbygget gennem feltarbejde på lokaliteten i sommeren 1983. Der blev udført trigonometriske nivellementer (Kern 502 DM) bl.a. til støtte for en korrelation af de fossile strandvolde. Ved at benytte vandstandskurven for Godhavn (Meteorologisk Inst. Nautiske Afd.) samtidig med klokkeslet for profilopmålingerne ved havniveau, har det med en skønnet usikkerhed på  $\pm 10$  cm været muligt at fremskaffe absolutte koter, idet middelspringtidslavvande (MSLV) er sat til 0 m. Der blev endvidere udført en overordnet geomorfologisk og materialemæssig kartering af hele mundingsområdet.

## GEOMORFOLOGISK OVERSIGT

Brededalselven har sine kilder i Skarvefjeldsbræen og Storbræen, fig. 1, og løber ind i det kortlagte område via to vandfald med fald på ca. 60 m. Nedenfor faldet samles løbene atter til ét, som i bunden af dalen former et braiderende løb, se fig. 2a og 2c. Øst for og parallelt med Brededalselven løber en mindre elv, som ligeledes har sin kilde fra Storbræen. De to elve inddeler mundingsområdet i 3 naturlige regioner; hhv. en SV-lig, en NØ-lig og en midter-region.

### Syd-vest regionen

Den SV-lige region består hovedsagelig af en stor marin slette, der er præget af markante, fossile rullestensstrandvolde, se fig. 2a. Nord herfor, i området mellem Brededalselven, det V-lige tilløb til denne, og basaltvæggen findes yderligere to marine plateauer, hvorpå svagt udviklede strandvolde kan erkendes. De marine sedimente, som i dette område er i grus- og ralfractionerne, udgør, som det fremgår af fig. 6, et relativt tyndt dække, som overlejrer till. Mellem de marint prægede sletter og plateauer og den SV-lige basaltvæg findes dels 3 fjeldpartier (på fig. 2c kaldet A, B og C) udformet i basaltbreccie, dels 3 områder, som består af finkornet till. Disko ligger i marginalområdet af permafrostens udbredelse, med en årlig middeltemperatur på ca.  $+3,5^{\circ}\text{C}$  (Müller 1980). De periglaciære processer er derfor aktive, og giver sig bl.a. udslag i jordflydningsløber i fronten af tillpartierne, samt »non-sorted stripes and circles« (Washburn 1979) i tilloversfladen. Stribe-erne fremtræder på flyfoto (fig. 2a) som lineationer.

### Midterregionen

Regionen mellem de to elve er også en stor marin slette, men denne er gennemskåret af talrige fossile elvløb. De fossile strandvolde er letgenkendelige ved Brededalselven, men bliver stadig mindre markante imod NV. Nær den afgrænsende basaltvæg dækkes de marine sedimente af talus.

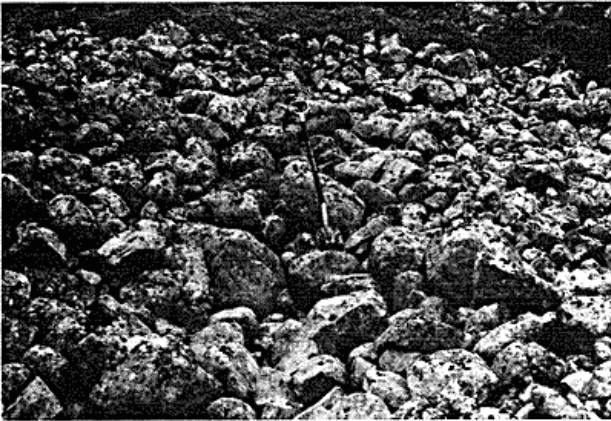


Fig. 3: Bloksamling i øverste marine niveau i Brededalen.

Fig. 3: Boulders in the uppermost marine level of Brededalen.

### Den NØ-lige region

Også denne region er præget af marine sedimenter, men disse er i høj grad skjult under store alluvialfaner og et tæt vegetationsdække. I den NV-lige del af denne region findes et sparsomt bevokset fossilt strandvoldskompleks, som delvis overlejres af taluskegler. 2-400 m fra havet har taluskeglerne været udsat for et skred og har derfor et kaotisk udseende. Nedenfor skredet findes et skarpt afgrænset system af fossile rullestensstrandvolde, der fremtræder som en lysegrå rhombe på flyfoto, fig. 2a. Afgrænsningen og farvetonen skyldes, at strandvoldssystemet, i modsætning til omgivelserne er vegetationsfrie, når der ses bort fra et sparsomt dække af lichener. Strandvoldene er endvidere forsat både i horisontalt og vertikalt plan af to forkastninger, orienteret NNØ-SSV. Mundingsområdet afgrænses til havet dels af recente, transgressive strandvolde, dels af aktive kystklinter, udformet i ældre marine serier.

### Højeste marine niveau

I litteraturen (Weidick 1968, Weidick 1972, Donner og Jungner 1975, Donner 1978, m.fl.) nævnes forskellige indikationer på et marint niveau både hvad angår højeste marine niveau og marine niveauer generelt. Af indicier på højeste marine niveau nævner Weidick (1968) udvaskede blokke. Donner og Jungner (1975) finder, at mange højtliggende vandreblokke (krystalliner fra Grønlands fastland) ligger på den position, hvor de blev efterladt, da den is, som transporterede dem til stedet, smeltede bort. Da det er usandsynligt, at disse blokke ville være forblevet på deres højtliggende positioner, hvis de var udsat for marin påvirkning, vil den nedre grænse, når den er tydelig, udgøre højden for det øvre marine niveau (Donner og Jungner 1975). Andre indicier på marine niveauer er strandvolde og terrasser indeholdende marine sedimenter og/eller skaller, drivtømmer, trækul m.m. (Weidick 1968). Strandvoldene og terrasserne er alle dannet senere end

det øvre marine niveau, og kan derfor ikke anvendes til at bestemme dette (Donner og Jungner 1975).

Det er vanskeligt at fastlægge det højeste marine niveau i Brededalen. I den SV-lige region strækker jordflydningsloberne sig ned i dalen til ca. 75 m.o.h. (fig. 2c) og må formodes at dække det øvre marine niveau. I den N- og NØ-lige del af mundingsområdet er det vanskeligt, at spore marin aktivitet over 50 m.o.h., idet store, aktive taluskegler og stejle basaltvægge går ned til denne højde. Tilbage er det V-lige hjørne mellem jordflydningsloberne og Brededalselven. I en blotning på ca. 30×10 m i den ellers tætte vegetation på basaltfladen blev der observeret en sammenhobning af store, udvaskede afrundede til velafrundede basalt- og gnejsblokke i en højde af 100-110 m.o.h., se fig. 3. Da fluvial aktivitet ikke forekommer i dette område, formodes blokkene at være marint udvaskede, og repræsenterer formentlig det øverste marine niveau i Brededalen.

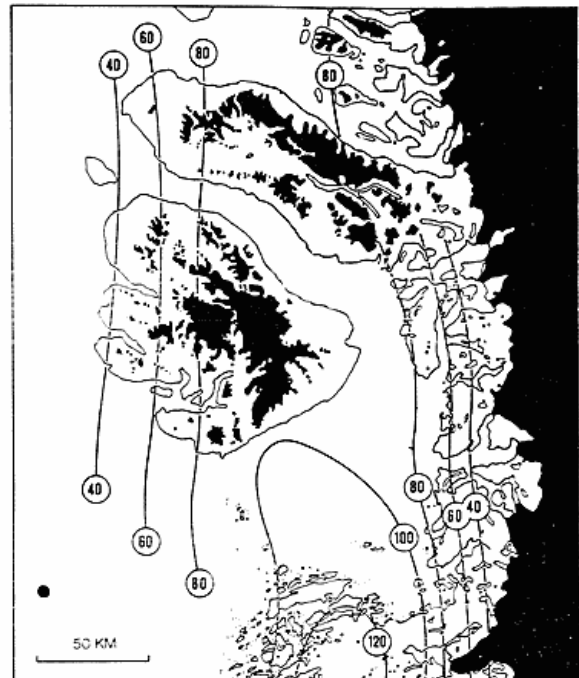


Fig. 4: Oversigtskort over den recente glaciation (sort) i området ved Disko Bugt. Desuden er angivet det omtrentlige niveau (m.o.h.) for den øvre marine grænse, kompileret efter Weidick 1976, Larsen 1977, Nielsen 1978 og Donner 1978. Det fremgår, at en øvre marin grænse på 100-110 m.o.h. ved Brededalen er i overensstemmelse med feltagttagelserne. Kilde: Arktisk Geomorfologisk, Godhavn 1978.

Fig. 4: Survey map of the recent glaciation (black) in the Disko Bay area. Furthermore, the approximate uppermost marine level (m a.s.l.) is indicated, compiled after Weidick 1976, Larsen 1977, Nielsen 1978 and Donner 1978. It appears that an upper marine limit 100-110 m a.s.l. is in accordance with observations in the field. Source:

Arktisk Geomorfologi, Godhavn 1978.

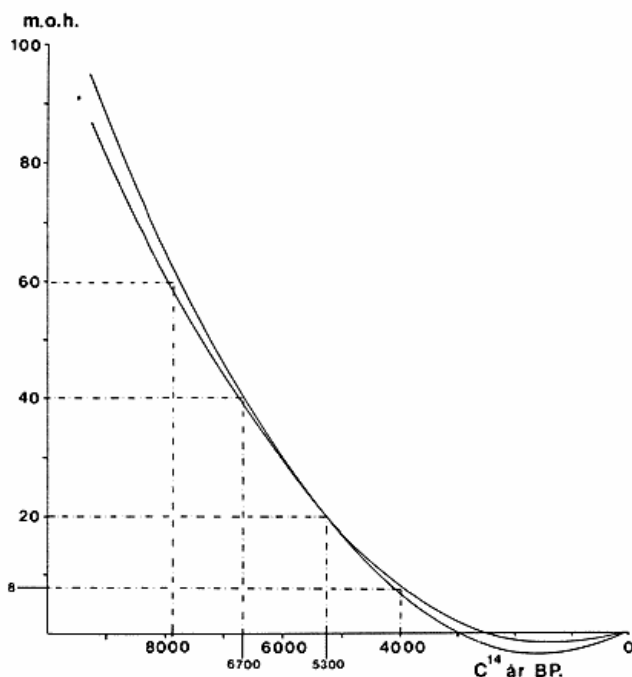


Fig. 5: Kurver over den relative landhævning i Disko Bugt området. Efter Donner & Jungner 1975.

Fig. 5: Curves of the relative uplift of land in the Disko Bay area. After Donner & Jungner, 1975.

Marin aktivitet i niveauet fra 90 til 70 m.o.h..

Der er 3 lokaliteter i den SV-lige region, der peger på marin aktivitet 70-90 m.o.h., og som efter Donners opløftningskurve (fig. 5) må have fundet sted i perioden 10.000-8.000 år B.P.. På toppen af fjeldpartiet A, som ligger i kote 89 m.o.h., blev der observeret store udvaskede, formodentlig glacielt aflejrede blokke. Når positionen tages i betragtning, kan udvaskningen kun have været marint betinget.

Ca. 120 m NV for fjeldpartiet B findes en væsentlig mindre blotning af faststående basalt (»C« på fig. 2b). Vest for fjeldet er der en ophobning af sand og grus, som ligger i et højere niveau end omgivelserne. Sedimentophobningen ligger i direkte kontakt med fjeldet, og har en topografi, der tolkes som en fossil tombolodannelse. Topkoten for tomboloen er ca. 80 m.o.h..

Mellem fjeldpartierne A og B ses (på fig. 2c) fronten af det sydligste af jordflydningspartierne. Umiddelbart foran fronten blev der observeret et sandlag, der tolkes som marint sand. Niveauet blev målt med altimer til ca. 70 m.o.h.. De respektive aldre for de marine niveauer i 89, 80 og 70 m.o.h. svarer til hhv. ca. 9.300, 8.800 og 8.300 år B.P. ifølge fig. 5.

## MUNDINGSOMRÅDETS GEOMORFOLOGISKE UDVIKLING I PERIODEN 8.000-4.000 ÅR B.P..

De højest beliggende strandvolde er fundet i den V-lige og NØ-lige del af mundingsområdet, omkring 60 m-niveauet. Strandvoldene kan på flyfoto, fig. 2a, svagt erkendes som lyse lineationer mod en mørkere baggrund. I terrænet kan de ikke længere erkendes som former, men kan påvises på basis af mindre skift i overfladesedimenterne og vegetationstætheden. Strandvoldene har sandsynligvis kun været svagt udviklede oprindeligt. Af fig. 5 fremgår det, at hastigheden af den relative landhævning har fulgt en tilnærmelsesvis eksponentielt aftagende kurve. Det betyder, at det tidsrum, i hvilket strandvoldene er blevet dannet, har været relativt kort. Samtidig har denudationsprocesserne haft lang tid at virke i, eftersom alderen af 60 m-niveauet må være omkring 8.000 år B.P.. Donner og Jungner (1975) og Donner (1978) daterer alderen for de ældste mariner terrasser og strandvolde til ca. 7.000 år B.P.. Manglen på ældre dateringer af disse marine former i deres undersøgelser kan måske begrundes med, at stejle taluskegler og basaltvægge ligger i et lavere niveau, end det er tilfældet i Brededalen.

Da havspejlet stod i 60 m-niveauet, har de to fjeldpartier A og B stået som forbjerge, delvis dækket af havet. Man kan forestille sig, at strandvolde ved krummoddevækst har strakt sig ud fra forbjergene, SV og NV for disse. Den lille sø V for fjeld A har sandsynligvis haft en større udbredelse, eventuelt med udløb mellem de to forbjerge. I størstedelen af den NV-, N- og NØ-lige del af mundingsområdet har havspejlet været i direkte kontakt med basaltvæggen, og kysten har været en stejlkyst. En undtagelse har været det N-ligste hjørne, hvor der dels har eksisteret et jævnt strandplan, dels tilstrækkelige mængder løse sedimenter til, at strandvolde har kunnet dannes.

Det næste niveau, der er interessant at hæfte sig ved, er 40 m-niveauet. I følge fig. 5 må dette niveau dateres til ca. 6.700 år B.P.. Fjeldpartierne (A og B) har stadig stået som forbjerge, og kystlinjen har fulgt foden af disse. Mudflows og vandløb, med materiale fra de till-dækkede områder, har sandsynligvis haft udløb til havet mellem fjeld A og B. Sedimenterne er aflejret udenfor munden i form af et delta. NV for fjeld B er strandvolde blevet tørlagte, og en marin slette har været under opbygning. De to marine plateauer, dannet på glacielle sedimenter, i det V-lige hjørne af mundingsområdet, er ligeledes blevet tørlagte. På fig. 6 ses de to plateauer. Plateau I består næsten udelukkende af till. Det marine dæklag er kun få decimeter tykt. Plateau II er 2-3 m højere end plateau I, og disse øverste 2-3 meter på plateau II består af marine sedimenter.

Hen over begge de nævnte plateauer kan man i felten følge mindst én, svagt udviklet strandvold, se fig. 2a. Det er vanskeligt at forklare, hvorledes dette kan være tilfæl-



Fig. 6: Foto af de 2 marine plateauer, I og II, taget mod NNW. M = marine sedimenter.

Fig. 6: Photo taken towards the NNW of the two marine plateaus, I and II. M = marine sediments

det, da det ikke kan lade sig gøre at få dannet strandvolde på tværs af så store niveauspring, som der her er tale om. Forklaringen til niveauspringet mellem de to plateauer er sandsynligvis begrundet i, at fluvial aktivitet har dannet plateau I. Er dette tilfældet, må strandvolden(e) på plateau I være yngre, og skabt ved en relativ lavere vandstand, end strandvolden(e) på plateau II. En endelig morfologisk tolkning af dette område kræver en nærmere undersøgelse på lokaliteten. I den NV-lige del af midterregionen blev de første strandvolde dannet i denne periode.

Omkring 5.300 år B.P. var ca. 75% af det nuværende mundingsområde tørlagt, og vandspejlet har stået i 20 m-niveauet, se fig. 5. Øst for fjeld A og B har kystlinjen fulgt konturerne af det føromtalt delta. Under feltarbejdet blev der opmålt to profiler, a<sub>1</sub> og a<sub>2</sub> på tværs af den fossile strandvoldsslette i den SV-lige region. Profilerne placering fremgår af fig. 2c. På begge profiler (fig. 7) bemærkes en stejlere hældning/en skrænt omkring 30 m-niveauet. Denne skrænt kan være skabt i en ekstraordinær stormsituation, hvor bølgerne har eroderet en mindre klint i strandvoldene. En anden mulighed er, at der har været et længere tidsrum med balance mellem landhævning og havstigning, og dermed et »stabilt« havniveau.

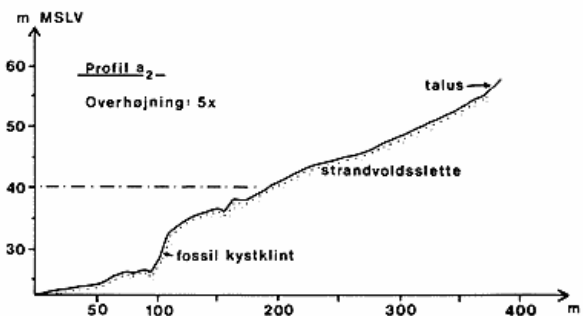
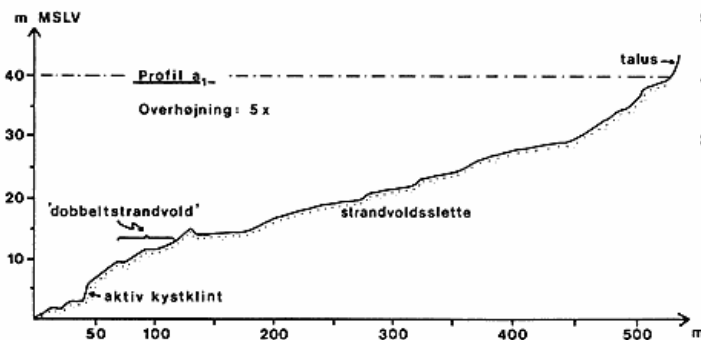
Benævnte terræknæk/klinger kan genfindes på fig. 2c, hvor knækkene (symboliseret ved inaktive marine klinger) kan følges langs enkelte af strandvoldene, og specielt langs deltafronten. I den midterste region er strandvoldene kun delvis bevarede. Talrige erosionsskår i strandvoldene vidner om, at Brededalselvns leje og udløb har været forlagt så langt mod NØ, som til den mindre NV-SØ-orienterede floddal, hvori 2 mindre elve nu har deres løb. I den NØ-lige region er fossile strandvolde svagt erkendelige omkring 20 m-niveauet, se fig. 2a og 2c.

I den efterfølgende periode, frem til omkring år 4.000 år B.P., er den relative landhævning forløbet langsommere end hidtil. For 4.000 år siden har havspejlet stået omkring 8 m-niveauet (Donner og Junger 1975), se fig. 5.

På flyfoto, fig. 2a ses – i det Ø-lige hjørne af strandvoldssletten SV for Brededalselvns udløb – 2 tætliggende fossile strandvolde, som en bred, lysegrå linje. På profil a<sub>1</sub> (fig. 7) ses denne »dobbeltstrandvold« (109 m fra kystlinjen) at have en topkote på 12,4 m MSLV. NØ for Brededalselven ses en lignende dobbeltstrandvold (fig. 2a). På fig. 8 er afbildet et opmålt profil – profil c – som strækker sig fra den recente kystlinje til foden af taluskeglerne, i den midterste region. Profilets placering fremgår af fig. 2c. Profilet skærer dobbeltstrandvolden 260 m fra kystlinjen, i korte 8,5 MSLV.

Fig. 7: Profil a<sub>1</sub> og a<sub>2</sub> opmålt på tværs af den fossile strandvoldsslette, SV for Brededalselven.

Fig. 7: Cross-profiles a<sub>1</sub> and a<sub>2</sub> of the fossil beach ridges, SW of the river Brededalselven.



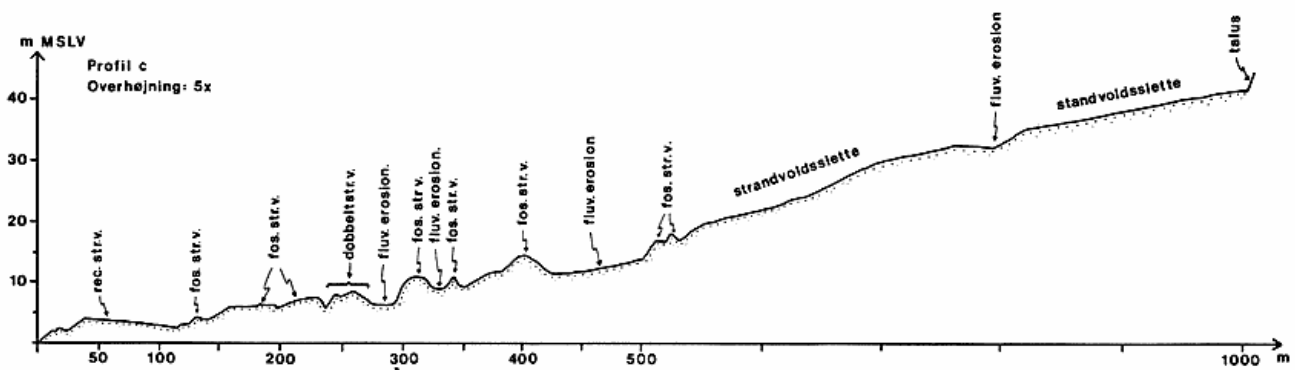


Fig. 8: Profil c, opmålt fra kystlinje til taluskegler, i den midterste del af mundingsområdet.

Fig. 8: Profile c, measured from the coastline to talus cones, central part of the mouth area.

For at undersøge, om disse to sæt dobbeltstrandvolde, som ligger i forskellige niveauer, oprindeligt har hængt sammen på tværs af Brededalselven, blev der foretaget opmålinger på langs af enkelte (bl.a. dobbeltstrandvolden) af de kystnære fossile strandvolde i den midterste region. Disse længdemålinger gav en gennemsnitlig hældning af strandvoldssryggene på + 0,65% mod SSV. Ved at måle den horisontale afstand mellem de to strandvoldstopkoter, hhv. NØ og SV for Brededalselven, og multiplicere denne afstand med den opmålte, gennemsnitlige hældning af strandvoldene, fås en vertikal forskel mellem de to topkoter, som stort set svarer til den værdi, som findes ved at subtrahere de to opmålte topkoter fra hinanden. Tilsvarende beregninger kan udføres for en yngre fossil strandvold, som ligger nærmere den recente kystlinje. Man må således konkludere, at antagelsen om, at strandvoldene oprindeligt har været sammenhængende på tværs af Brededalselven, er korrekt, og deres oprindelige forløb er markeret på fig. 2c.

Kornstørrelsesfordelingen i strandvoldene SV for elven er: 70% ral og sten 2-10 cm i diameter; 20% sten 10-15 cm og 10% sten 15-20 cm. NØ for elven er de tilsvarende værdier: 90% 2-10 cm; 10% 10-15 cm og praktisk taget ingen i klassen 15-20 cm.

Følges en strandvold således fra SV mod NØ, bemærkes dels, at højden af strandvoldene aftager, dels at materialerne bliver finere. Grunden hertil kan forklares ved følgende: den generelle materialetransport langs Diskos sydkyst er fra NØ mod SV, styret af de vindbølger, som er betinget af de kolde og relativt tunge katabatiske faldvinde, som strømmer fra de centrale dele af Indlandsisen mod randområderne. Disse vindbølger er ikke i stand til at bevæge og transportere sedimenter af den størrelse, der her er beskrevet. Man må derfor søge forklaringen på den observerede form- og kornstørrelsesvariation i de ekstraordinære vejr-situationer, som sender store stormbølger og dønninger ind på kysten. Det største frie stræk er fra SV, hvor nærmeste landområder er New Foundland og Baffin Land. Af denne grund ankommer de største stormbølger og dønninger fra SV, og dominerer således

transportmønsteret, som giver de største kornstørrelser mod SV, og aftagende mod NØ.

Dette billede har været mere udtalt for 4.000 år siden, da mundingsområdet på dette tidspunkt har haft et mere udpræget bugtforløb, end det har nu, med større energikoncentrationer omkring forbjergene, og relativ mindre inde i bugten, med en deraf følgende større energiflux og materialetransport fra SV mod NØ.

#### DEN GEOMORFOLOGISKE UDVIKLING Gennem de seneste 4.000 år

Det er vanskeligt at konkludere ret meget om den iso- og eustatiske udvikling i denne periode. Dels er dateringerne fåtallige, dels har perioden indeholdt væsentlige klimasvingninger, som har markeret sig ved, at Indlandsisen og ismasserne på Disko til tider er vokset frem, og til andre tider er smeltet tilbage. Således nævner Weidick (1968), at perioderne 4.800-2.500 år B.P. og 1600-1920 e. Kr. har indeholdt flere faser med glacial vækst. Disse klimasvingninger må formodes at have haft indflydelse på den eustatiske udvikling. Samtidig ophørte landhævningen stort set omkring 4.000 år B.P. (Weidick 1972). Der er i Disko Bugt-området gjort observationer over palaeo-eskimo-kulturen, specielt Sarqaq-kulturen (Fredskild 1967, Weidick 1968, i: Donner og Jungner 1975). Kulturfundene er dateret til omkring 3.500 til 2.700 år B.P., og Donner og Jungner (1975) slutter, at niveauet umiddelbart over 4 m må have været beboelsessted for 3.500 år siden. Kystlinjen må således på denne tid have stået nær 4 meter (se også fig. 5).

Omkring år 3.000 B.P. var der tale om en periode uden land/havændringer (Donner 1978). Herefter, og frem til idag, har kysterne langs Disko Bugt været udsat for en relativ havstigning, med dannelse af transgressive strandvolde og aktive kystkliner til følge, hvilket kan iagttages i den recente kystudvikling.

#### Forkastede strandvolde

I den NØ-lige del af mundingsområdet ses – på fig. 2a og 2c – et vegetationsfattigt areal, som består af rullestens-



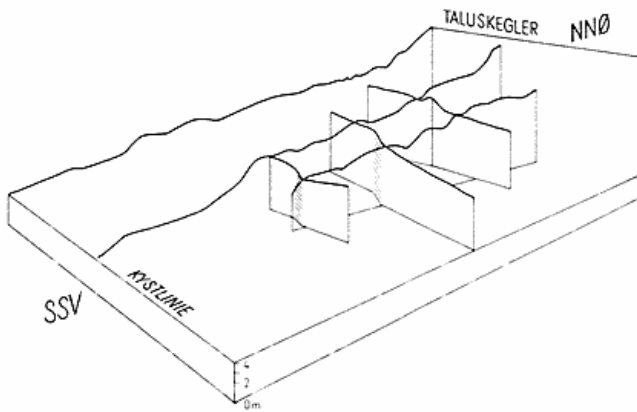


Fig. 9a: De forkastede rullestensstrandvolde i den NØ-lige del af mundingsområdet.

Fig. 9a: The faulted shingle beach ridges in the NE-part of the mouth area.

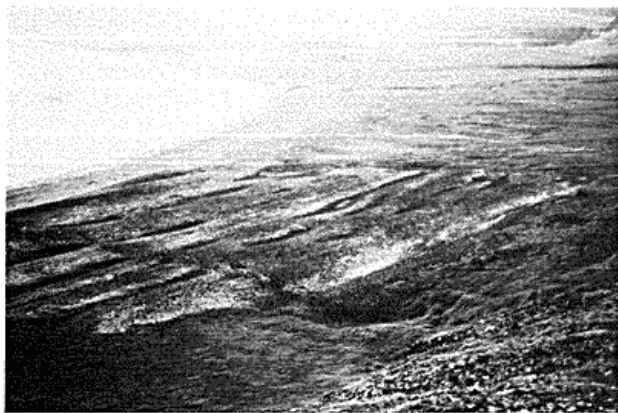


Fig. 9b: Det forkastede strandvoldssystem. Foto taget mod SV. Den østlige forkastningszone træder tydeligt frem. Ovenfor forkastningen ses en fordybning i overfladen. Det formodes, at det vand, der kommer længere oppe fra fjeldvæggen, ledes ned gennem denne fordybning og følger forkastningszonen under strandvoldene ud til havet. I så fald er det grunden til manglende vegetation på strandvoldene.

Fig. 9b: The faulted beach ridge system photographed towards the SW. The easternmost fault zone appears very clearly. Above the fault there is a shallow depression in the surface. It is presumed that water coming from the mountain wall is seeping down through this depression and follows the fault zone under the beach ridges down to the sea. If so, this may be the reason for the lack of vegetation on the beach ridges.

strandvolde. Strandvoldssystemet er gennemsat af to forkastningszoner, orienteret NNØ-SSV, hvoraf forkastningszonen længst mod øst er den mest tydelige. Der er tale om en »normal, højregående sideværts forkastning«, hvor den horisontale komponent er ca. 1,5 m, og den vertikale ca. 1,3 m. Der blev i undersøgelsesperioden opmålt 6 profiler over strandvoldssystemet; 3 på tværs af strandvoldssryggene, og 3 på langs. Profilerne er sammensat i blokdiagram, således at både den vertikale og den horisontale komponent i forkastningen kan ses samtidig, fig. 9.

Forkastningen præger strandvoldssystemet i niveauet fra ca. 7 m MSLV til ca. 14 m MSLV. Af fig. 5 fremgår

det, at forkastningen må være yngre end max. 4.000 år, men en nærmere datering kan ikke lade sig gøre, da niveauet under 7 m MSLV (d.v.s. dannet efter 4.000 år B.P.) indgår i en kystklint og den recente strand, hvori forkastningen ikke kunne erkendes. Ligeledes er det heller ikke muligt at fastslå, om forkastningen er forårsaget af det skred, der har fundet sted i talusmaterialerne ovenfor strandvoldene; eller om begge aktiviteter har fundet sted samtidig, forårsaget af tektoniske bevægelser.

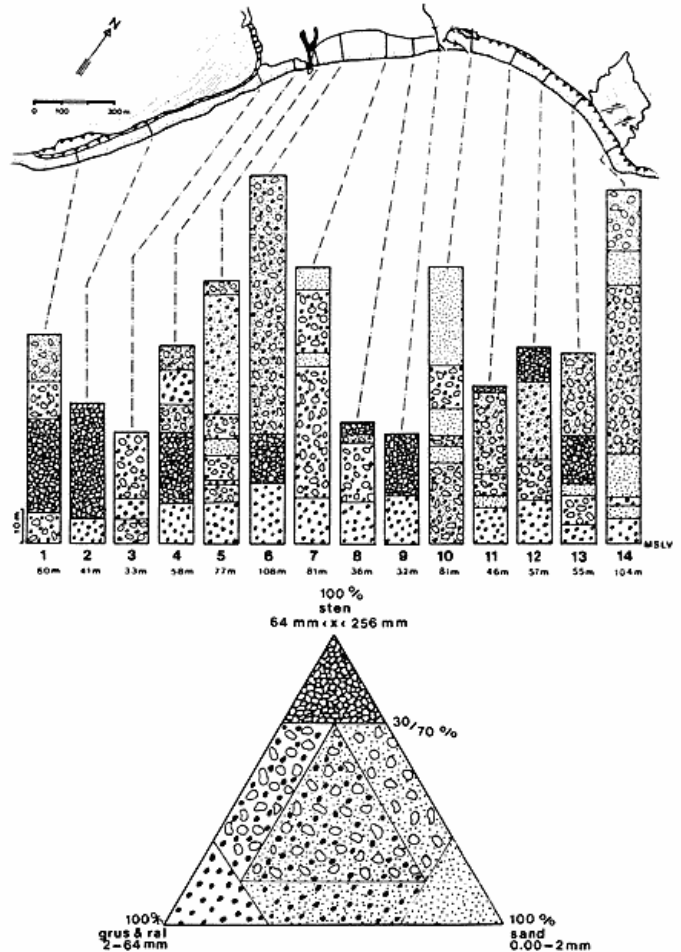


Fig. 10: Katering af recent kyst. Sedimenterne tolkes v.h.a. trekantdiagrammet. Hver søjle symboliserer en 1 m bred zone, hvori sedimentet er beskrevet. Længderne af søjlerne er proportionale med den horisontale afstand fra MSLV til den bageste afgrænsning af bagstranden, som endvidere er angivet nedenfor søjlerne. Blokke  $> 25,6$  cm forekommer sjældent, og er af tegnemæssige årsager udeladt.

Fig. 10: The recent coastal area has been investigated in the field. The found grain-size distribution is shown in 14 columns; for interpretation see triangle diagram. Each column represents a 1-m broad zone of investigated sediments; length of column is proportional with the horizontal distance from mean spring low-tide to where the backshore ends. Distance in m is indicated below each column. Boulders  $> 25.6$  cm are rare and have therefore not been included.

### Den recente kyst

Den recente kyst er en »tidal storm beach«, præget af mixed tide. Tidevandsstørrelsen varierer mellem 0,5 og 2,5 m (Met. Inst. Nautisk Afdeling). Den generelle bølgepåvirkning er fra øst mod vest, medens den dominerende materialetransportretning er modsat rettet. Ca. 6 måneder om året er havet tilfrosset, og bølgeaktivitet følger udelukkende (Nielsen 1982).

Overfladesedimenterne er karteret i 14 tværprofiler, fig. 10. Variationer i sedimenternes kornstørrelse er betydelige både på langs og på tværs af den recente kyststrækning. Mod sydvest er sedimentet meget groft og ensartet, med en gennemsnitlig kornstørrelse på 10-15 cm; blokke (30 cm forekommer ofte, profil 1 og 2, fig. 10. Sedimentet formodes primært at stamme fra de friske erosionsskår i klinten. I den midterste del af mundingsområdet danner en bred rullestensstrandvold den recente strand. Sedimentet er her generelt finere, men ringere sorteret og med store variationer i kornstørrelsen, profil 4-9, fig. 10. I den NØ-lige del afgrænses bagstranden af en kystklint, som er under erosion. Sedimentet i denne sektion er generelt det fineste men stadig inhomogent; profil 10-14, fig. 10.

Det eneste generelle træk i sedimentfordelingen er, at sedimentet i opskylszonen oftest er i grus- og ralfractionen. De resterende dele af tværprofilerne udviser meget store kornstørrelsesvariationer. Dette temmelige inhomogene billede er primært styret af 3 faktorer. 1) Når luftens temperatur i begyndelsen af vinterperioden falder til under havets frysepunkt, vil den øverste del af opskyllet binde sig til den frosne forstrand. Denne isopbygning, som danner *isfoden*, vil p.g.a. tidevandet fortsætte også efter at havet er frosset til. I den periode, isfoden dannes, kan der i tilfælde med kraftig bølgeaktivitet kastes sediment op ovenpå isfoden, og således indlejres i denne. Når havisen ved vintersæsonens afslutning bryder op, og isfoden smelter væk, vil en del af det indlejrede, ofte inhomogene, sediment ligge tilbage på forstranden (Nielsen 1977). 2) *Isskasser* og *isflager* på bagstranden – tilført af bølgeopskyl evt. kombineret med ekstreme højvander – indeholder ligeledes ofte indlejret sediment, som ved afsmeltningen vil blive efterladt på stranden (Nielsen 1982). Denne mekanisme tilfører således kysten et sediment, som let kan afvige fra den generelle sedimentfordeling. 3) *Kælvingsbølger*. Et tilfælde heraf blev observeret i undersøgelsesperioden. Et isbjerg, hvis højde over vandlinjen blev skønnet til 20-30 m, var strandet få hundrede meter fra kysten. Da isbjerget kælvende, blev ca. 2 m høje bølger sendt ind på kysten. Før kælvningen var havspejlet uden nævneværdig bølgebevægelse. De store kælvingsbølger førte sediment langt op ad forstranden.

Ikke alene sedimentfordelingen, men også formfordelingen på den recente kyst bærer præg af disse forskellige dynamiske faktorer. Der blev i undersøgelsesperioden opmålt 6 profiler på tværs af den recente kyst, fig. 11. Af

figuren fremgår det dels, hvor meget stormorfologien ændrer sig på langs af mundingsområdet, fra klintkyst til fladkyst, og igen klintkyst, dels, at en del af vinterisens virke stadig kan erkendes i morfologien. Pitted beaches kan ses på profil B, markeret ved »ishul«. En isskosse har efterladt en fordybning i overfladen på ca. 0,5 m's dybde i et areal på 1x1 m. Ligeledes kan der på profil C, D og E ses erosion efter isfodens virke.

### KONKLUSION

De overordnede resultater af undersøgelsen var følgende:

- 1) en fastlæggelse af det øvre marine niveau.
- 2) indmåling af, –og korrelation mellem de fossile strandvolde, som præger størstedelen af mundingsområdet.
- 3) en overordnet kartering af hele mundingsområdet m.h.t. morfologi og sedimentfordeling.
- 4) en detaljeret kartering af den recente kyststrækning.
- 5) detaljestudier og opmålinger af forkastede fossile strandvolde.
- 6) 1-5 har muliggjort en tolkning af den Holocæne, geomorfologiske udvikling af mundingsområdet, som m.h.t. den marine påvirkning er i overensstemmelse med de foreliggende kilder om kystlinje-udviklingen i Disko Bugt-området. Undersøgelsen har endvidere belyst de dynamiske kræfter, som påvirker den recente kyststrækning.

### Summary

The valley Brededalen is located on the southern coast of Disko Island, central West Greenland. When the ice melted away from the coastal areas at the end of Weichsel, the land raised isostatically at a higher rate than the simultaneous eustatic rise in sea-level with a relative uplift of land as the result. Traces of marine activity are therefore abundant in the mouth area of Brededalen.

The highest and oldest marine level is found 100-110 m a.s.l. Furthermore, evidences of marine activity have been found in three places within 70-90 m a.s.l. From 60 down to 4 m a.s.l. there are numerous fossil shingle beach ridges, many of them cut through by fluvial activity from the Brededal river and two minor rivers. River erosion in the beach ridges reveal that the marine cover superimposes till.

By means of previously constructed uplift curves for the Disko Bay area it has been possible to reconstruct its relative, chronological uplift pattern.

Faults in the fossil shingle beach ridges demonstrate that the area has been exposed to tectonic disturbances. The recent coastline is in a transgressive phase. The beach ridges show evidences of ice-foot and ice-floe activity.

I am indebted to *Jørgen Nielsen*, *Niels Nielsen* and *Harald Svensson* for discussions and valuable comments.

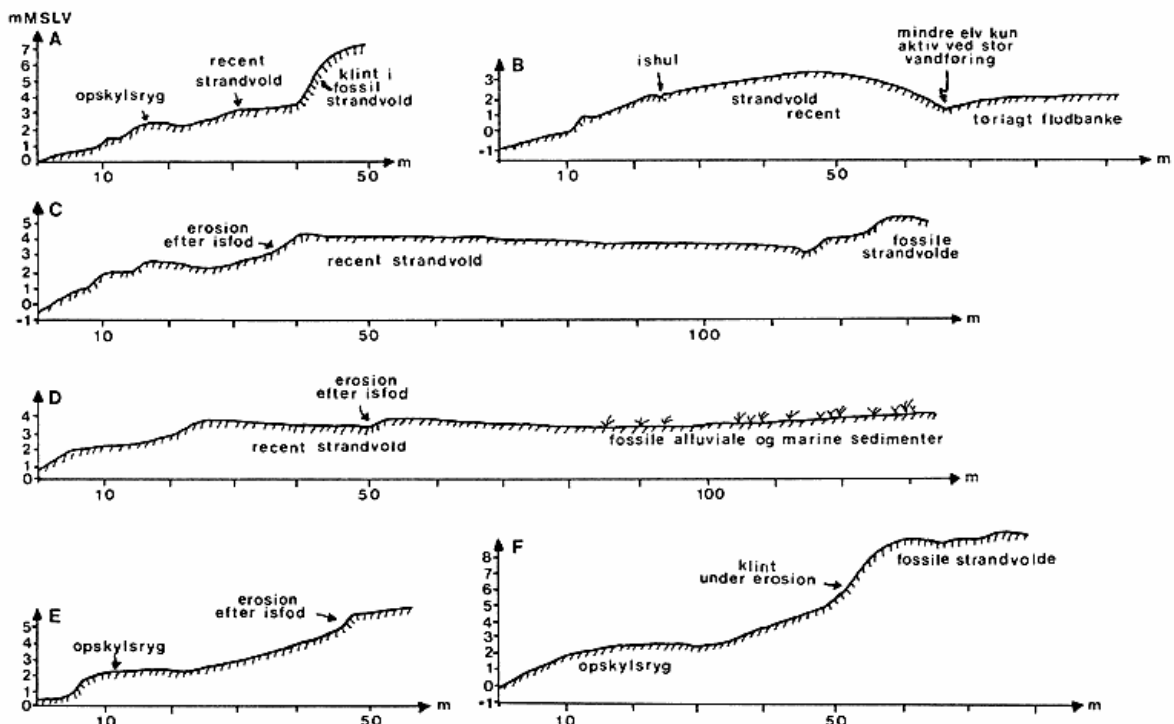
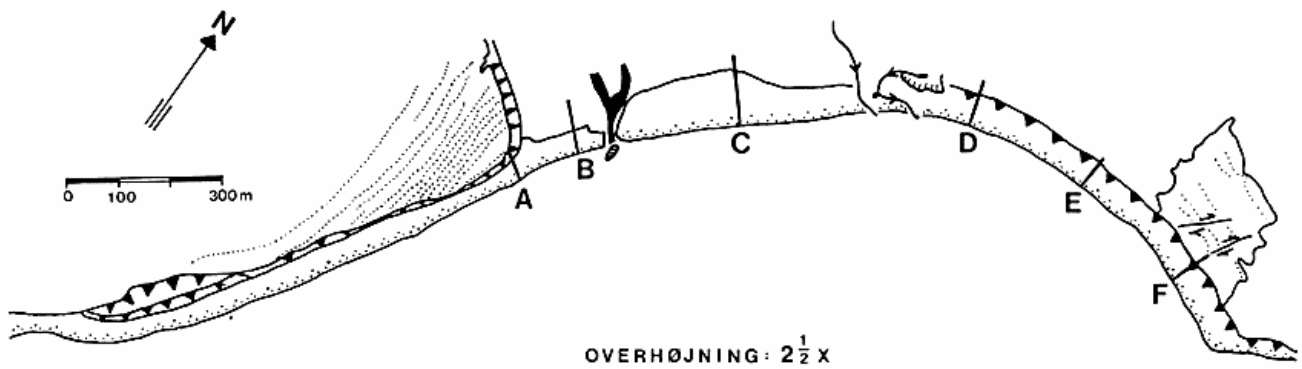


Fig. 11: Opmålte profiler på tværs af den recente kyst.

Fig. 11: Cross-profiles of the recent coastline.

### Referencer

- Binderup, M., Jørgensen, H. Hansen, L. (ed.), 1984: »Arktisk geomorfologi. Muligheder for vandkraft ved Røde Elv, Godhavn 1983 - en naturgeografisk vurdering«. Illinniarfissuaq, Grønlands Seminarium, Nuuk/Geomorfologisk Lab., Geografisk Inst., Københavns Universitet.
- Donner, J., 1978: »Holocene history of the West Coast of Disko, Central West Greenland«. *Geografiske Annaler*, 60A.
- Donner, J & Jungner, H., 1975: »Radiocarbon dating of shells from marine Holocene deposits in the Disko Bugt area, West Greenland«. *Boreas*, 4, 1.
- Engraf, A., m.fl. (ed.), 1980: »Arktisk Geomorfologi. Enoks havn, Disko 1978. Lab. for Geomorfologi. Geografisk Inst., Københavns Universitet. Geonoter 5.
- Humlum, O., (ed.), 1977: »Arktisk Geomorfologi. Godhavn 1976«. Lab. for Geomorfologi, Geografisk Inst., Københavns Universitet.

- Müller, M.J., 1980: »Handbuch Ausgewählter Klimastationen der Erde, Trier.
- Nielsen, N., 1977: »Godhavns Geomorfologi« GO. Geografforlaget. Skive.
- Nielsen, N., 1982: »Periglaciale former på kyster opbygget af løse sedimenter - nogle iagttagelser fra Disko, Vestgrønland«. *Geogr. Tidsskri.* 82.
- Washburn, A.L., 1979: »Geocryology. A survey of periglacial processes and environments«. Plats, Storbritannien.
- Weidick, A., 1968: »Observations on some Holocene glacier fluctuations in West Greenland«. *Medd. om Grønland*. 165, 6: 6-92.
- Weidick, A., 1972: »Holocene shorelines and glacial stages in Greenland - an attempt at correlation«. *Grønlands Geol. Undersøgelse*, 41. København.
- Weidick, A., 1976: »Glaciation and the Quaternary of Greenland«. In: Escher, A. and Watt, W.S., (ed.) »Geology of Greenland«, Grønlands Geol. Undersøgelse, 431-458. Odense.

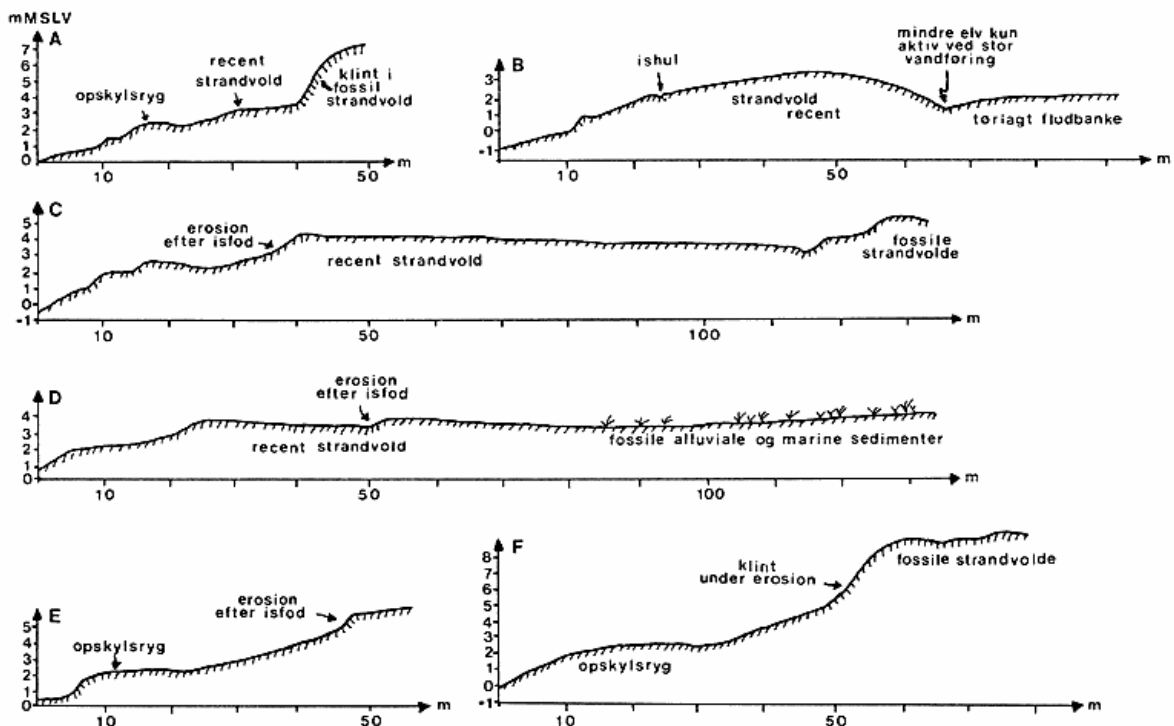
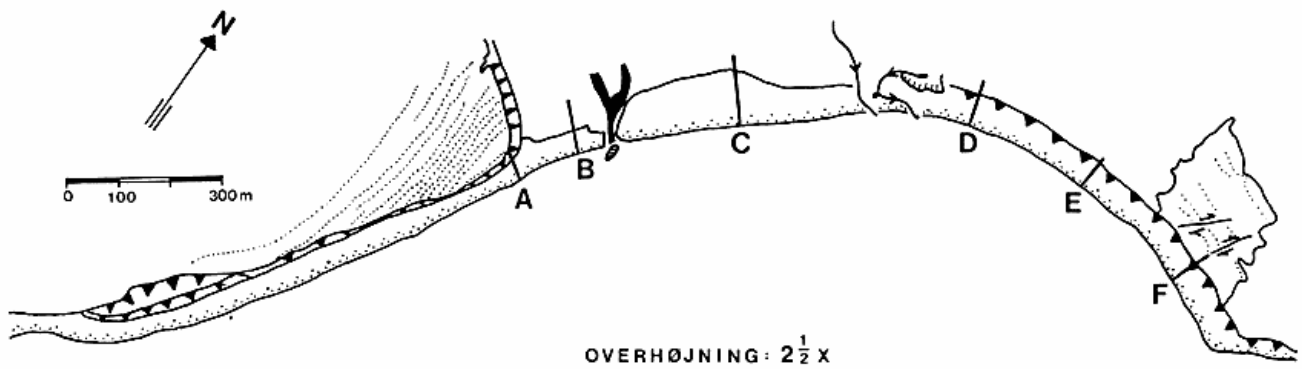


Fig. 11: Opmålte profiler på tværs af den recente kyst.

Fig. 11: Cross-profiles of the recent coastline.

### Referencer

- Binderup, M., Jørgensen, H. Hansen, L. (ed.), 1984: »Arktisk geomorfologi. Muligheder for vandkraft ved Røde Elv, Godhavn 1983 - en naturgeografisk vurdering«. Illinniarfissuaq, Grønlands Seminarium, Nuuk/Geomorfologisk Lab., Geografisk Inst., Københavns Universitet.
- Donner, J., 1978: »Holocene history of the West Coast of Disko, Central West Greenland«. *Geografiske Annaler*, 60A.
- Donner, J & Jungner, H., 1975: »Radiocarbon dating of shells from marine Holocene deposits in the Disko Bugt area, West Greenland«. *Boreas*, 4, 1.
- Engraf, A., m.fl. (ed.), 1980: »Arktisk Geomorfologi. Enoks havn, Disko 1978. Lab. for Geomorfologi. Geografisk Inst., Københavns Universitet. Geonoter 5.
- Humlum, O., (ed.), 1977: »Arktisk Geomorfologi. Godhavn 1976«. Lab. for Geomorfologi, Geografisk Inst., Københavns Universitet.

- Müller, M.J., 1980: »Handbuch Ausgewählter Klimastationen der Erde, Trier.
- Nielsen, N., 1977: »Godhavns Geomorfologi« GO. Geografforlaget. Skive.
- Nielsen, N., 1982: »Periglaciale former på kyster opbygget af løse sedimenter - nogle iagttagelser fra Disko, Vestgrønland«. *Geogr. Tidsskri.* 82.
- Washburn, A.L., 1979: »Geocryology. A survey of periglacial processes and environments«. Plats, Storbritannien.
- Weidick, A., 1968: »Observations on some Holocene glacier fluctuations in West Greenland«. *Medd. om Grønland.* 165, 6: 6-92.
- Weidick, A., 1972: »Holocene shorelines and glacial stages in Greenland - an attempt at correlation«. *Grønlands Geol. Undersøgelse*, 41. København.
- Weidick, A., 1976: »Glaciation and the Quaternary of Greenland«. In: Escher, A. and Watt, W.S., (ed.) »Geology of Greenland«, Grønlands Geol. Undersøgelse, 431-458. Odense.