

Fjeldskred ved Paatuut

Undersøgelse af fjeldskred som var årsag til flodbølge
den 21. november 2000 ved sydkysten
af Nuussuaq, Vestgrønland

Stig A. Schack Pedersen, Trine Dahl-Jensen, Hans Jepsen,
Lotte Melchior Larsen, Gunver Krarup Pedersen,
Tove Nielsen, Asger Ken Pedersen
og Willy Weng

Fjeldskred ved Paatuut

Undersøgelse af fjeldskred som var årsag til flodbølge
den 21. november 2000 ved sydkysten
af Nuussuaq, Vestgrønland

Stig A. Schack Pedersen, Trine Dahl-Jensen, Hans Jepsen,
Lotte Melchior Larsen, Gunver Krarup Pedersen,
Tove Nielsen, Asger Ken Pedersen
og Willy Weng

Indhold

Indledning	4
Fjeldskred og deres virkninger	6
Geologiske betingelser for fjeldskred i Grønland	6
Flodbølger	6
Fjeldbrande	6
Fysiske processer i fjeldskred.....	8
Debrisflow	8
Grainflow	8
Sturzstrom.....	9
Tidligere fjeldskred i Disko–Nuussuaq området	10
Historiske fjeldskred.....	10
Nuussuaqs nordkyst	10
Nuussuaqs sydkyst	11
Disko	12
Forhistoriske fjeldskred	12
Fotogrammetrisk optegning af skred i Paatuut-området	14
Geofysiske undersøgelser af submarine skred i Vaigat.....	14
Fjeldskreddet ved Patuut 21. november 2000	16
Geologiske forhold ved Paatuut	16
Atane Formationen	16
Den vulkanske lagserie.....	16
Fjeldskreddets struktur	17
Toppen af skreddet	18
Den centrale del af skreddet.....	20
Foden af skreddet	22
Aflejrings typer i skreddet ved Paatuut.....	25
Hvad udløste skreddet?	26
Frosthøje og støvskyer	27
Undersøgelser af submarine skred	29
Ødelæggelserne i Qullissat.....	32
Seismisk aktivitet og fjeldskred.....	34
Terrænmodel og masseberegning	38
Vurdering af skredrisiko i Disko–Nuussuaq–Svartenhuk området	42
Områder med forholdsvis lav risiko	42
Områder med moderat risiko	42
Område med høj risiko.....	42

Forudsigelser?	43
Risikoens størrelse og art	43
Anbefalinger til myndighederne	44
Anbefalinger af videregående arbejde.....	44
Konklusion	45
Referencer	46
Figurliste	47

Indledning

Midt på eftermiddagen den 21. november 2000 blev kysten ved Saqqaq oversvømmet af en voldsom flodbølge. Ti både blev ødelagt, men heldigvis omkom der hverken mennesker eller hunde. Begivenheden skabte en del forvirring og frygt, og den næste dag besigtigede politiet fra Ilulissat området fra helikopter. De kunne herefter berette, at årsagen til flodbølgen skulle søges i Paatuut-området på sydkysten af Nuussuaq, hvor der var sket et stort fjeldskred. Skreddet dannede en stor tunge af sort materiale, der strakte sig ud i havet, og det fremstod meget tydeligt på baggrund af de hvide, snedækkede omgivelser (Fig.1). Desuden sås sporene af flodbølgen tydeligt, idet områderne langs kysten på hver side af skreddet var vasket rene for sne i op til 50 m's højde. Der var sket omfattende skader ved Qullissat, hvor flodbølgen måtte være nået over 100 m ind i land i en højde af adskillige meter. Hvis byen havde været beboet, ville flodbølgen have kostet mange mennesker livet.

Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse (GEUS) er af Råstofforvaltningen blevet anmodet om at komme med en udredning af, hvordan fjeldskreddet og flodbølgen opstod. GEUS er endvidere blevet bedt om at vurdere risikoen for nye fjeldskred i området og at vurdere muligheden for at forudsige fjeldskred og efterfølgende begivenheder.

Arbejdet har været opdelt i følgende faser: 1) udpeging af områder hvor fjeldskred kan nå ud i havet, 2) opsamling af eksisterende viden om historiske skred, 3) opsamling af eksisterende viden om seismiciteten i området, 4) fotogrammetrisk undersøgelse af afgrænsede områder på Nuussuaqs sydkyst, 5) feltarbejde juli 2001 indbefattende optagelse af stereoflyfoto, 6) opstilling af terrænmodel for Paatuut fjeldskreddet, 7) opstilling af en kvantitativ model for skreddet, 8) Udpeging af andre skredtruede områder og 9) maringeologisk identifikation af submarine skredtunger og 10) endelig vurdering og sammenfatning.



Figur 1. *Fjeldskreddets aflejringskegle ved Paatuut set fra helikopter den 22. november 2000, dagen efter skreddet blev udløst. Foto: Ilulissat politi.*



Figur 2. *Fjeldskreddet set fra oven under politiets rekognoscering ved Paatuut den 22. november 2000. Foto: Ilulissat politi.*



Figur 3. *Toppen af fjeldskreddet fotograferet fra helikopter under politiets rekognoscering ved Paatuut den 22. november 2000. Foto: Ilulissat politi.*

Fjeldskred og deres virkninger

Geologiske betingelser for fjeldskred i Grønland

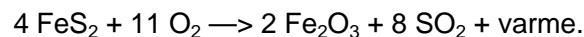
Fjeldskred kan forekomme alle steder, hvor terrænet har en vis stejthed. I praksis er dog de store dele af Grønland, der består af grundfjeldets gnejser og granitter, yderst solide og skrider meget sjældent. På Disko, Nuussuaq og Svartenhuk Halvø findes derimod bjergarter fra det såkaldte Nuussuaq Bassin. Disse består af relativt bløde, svagt hærdnede sedimenter (sandsten med skifre og kullag), overlejret af tunge massive lag af den vulkanske bjergart basalt. Denne kombination af underlejrende bløde og overlejrende tunge bjergarter fører ofte til ustabile forhold, f.eks. i forbindelse med sprækkedannelse og erosion. Store dele af Disko, Nuussuaq og Svartenhuk Halvø er stærkt præget af fjeldskred, især langs kysterne og på hele Disko øst for Sermersuaq.

Flodbølger

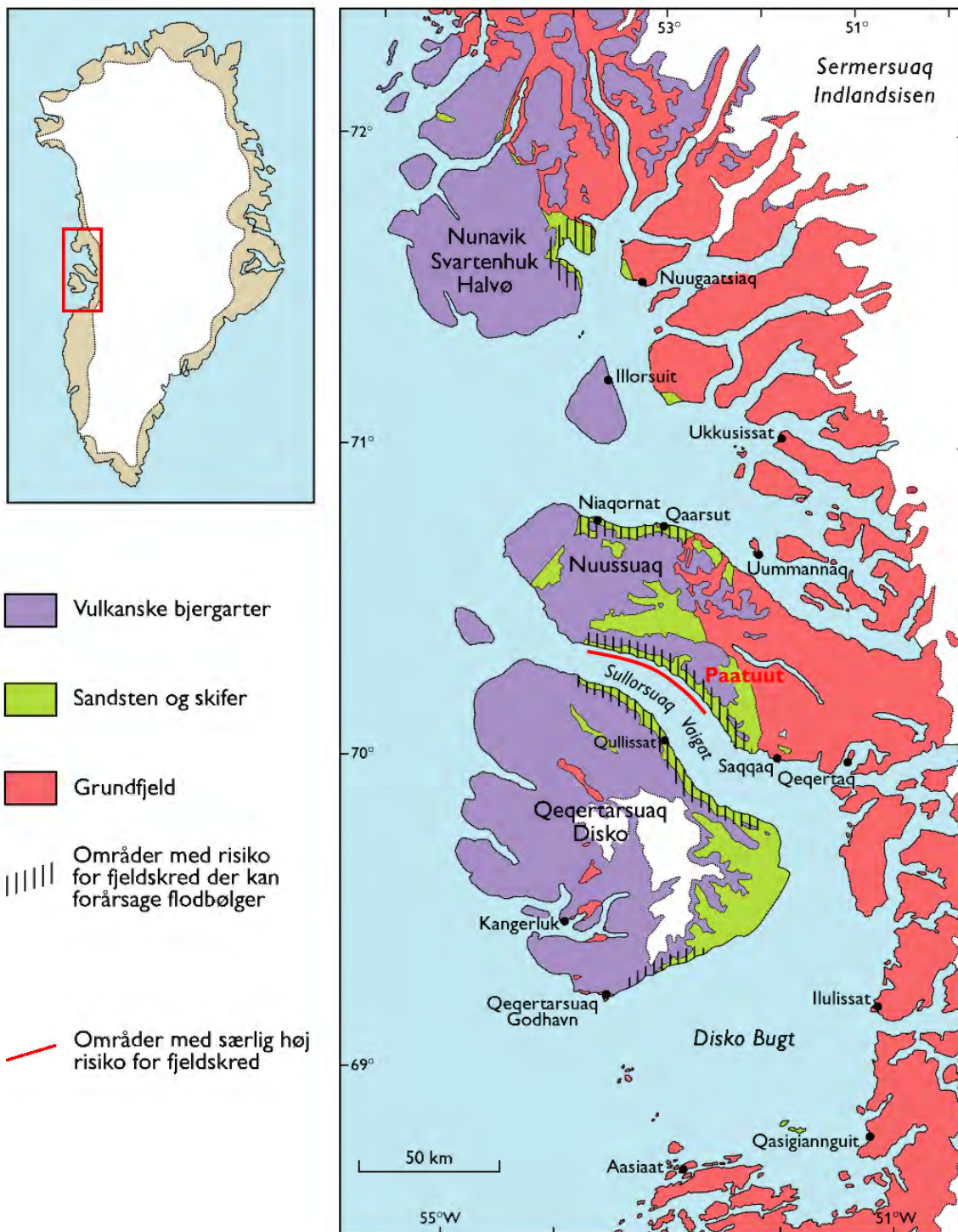
I de kystnære områder kan fjeldskred nå ud i havet og forårsage flodbølger, der kan nå vidt omkring. Faren i forbindelse med flodbølger er betydeligt større end faren for, at personer eller bebyggelser bliver ramt direkte af nedfaldende materiale. Områder, hvor fjeldskred kan forårsage flodbølger, er vist på Fig. 4. Skredene kan foregå med forskellig hastighed, og de langsomme skred i form af roligt flydende strømme er ufarlige. Flodbølgerne forårsages af den pludselige forskubning af vandmasserne i havet, og risikoen for pludselige hændelser er større, jo stejlere kysten er. Risikoen er derfor særligt stor på Nuussuaqs stejle sydkyst, hvor erosionen er kraftig og bevirker, at der stedvis ansamlers store mængder af løst materiale på højt niveau. Dette område er angivet med rødt i Fig. 4. Ydermere vil flodbølger opstået på Nuussuaqs sydkyst ikke kunne brede sig frit i havet men vil opstaves i det snævre Vaigatstræde og reflekteres fra kyst til kyst. Qullissat ligger overordentligt udsat med hensyn til flodbølger forårsaget af skred på Nuussuaq.

Fjeldbrande

Efter skred i sedimenter med skifer og kul bryder skredmasserne på Nuussuaq ofte i brand, hvorved de får en karakteristisk teglrød farve, som er genkendelig på lang afstand. Antændelsen sker typisk ikke med det samme, men først efter nogle måneders forløb. Den brandudløsende mekanisme er diskuteret af Rosenkrantz (1967) og Henderson (1969) men er stadig ikke nøjere undersøgt. En geologisk og geokemisk sandsynlig forklaring er, at luftens tilgang til nyblottet, opbrudt skifermateriale indeholdende mineralet pyrit (FeS_2) starter en iltningssproces, hvorved pyritten nedbrydes under udvikling af varme. Processen kan skrives:



Det nye skred ved Paatuut er ikke brudt i brand. Den brandlignende 'røgdudvikling', der er observeret gennem adskillige måneder i 2001, består af stenstøv, der hvirvles op i luften, når materiale falder ned fra skreddets stejle bagvæg. Det stadige nedfald af sten og blokke fra fjeldsiden skyldes sandsynligvis, at solen smelter permafrosten i den nyblottede bagvæg, hvorefter materialet mister sammenhængskraften og styrter ned.



Figur 4. Geologisk kort over de skredudsatte områder på vestkysten af Grønland.

Fysiske processer i fjeldskred

Fjeldskred kan foregå ved en række forskellige processer, som alle har engelske betegnelser i faglitteraturen. I det følgende opridses kort, hvilke transportprocesser, der kan være tale om, samt hvilke typer aflejring de giver ophav til.

Fjeldskred er en bred term, som bedst dækkes af 'landslide' eller 'rockfall' på engelsk. Under et fjeldskred transporteres mudder, sten og blokke fra stejle fjeldsider til dalbunden. Transporten er derfor styret af tyngdekraften og materialet transporteres af sedimentære tyngdestrømme (sediment gravity flows). Sedimentære tyngdestrømme kan inddrages i flere typer, og imellem disse er der overgangsformer. Sedimentære tyngdestrømme transporterer ikke kun materiale på land, men også under vand (Stow, Reading & Collinson 1996).

I sedimentære tyngdestrømme påvirkes partiklerne i bevægelse af kræfter, som løfter partiklerne fra underlaget, samtidig med at tyngdekraften transporterer dem ned ad en skråning. I den geologiske lagserie er langt de fleste sedimentære tyngdestrømme domineret af sand. Når sten og blokke skal transporteres er to parametre af betydning, matrix-styrke som kendetegner 'debrisflows', og dispersivt tryk som dominerer i 'grainflows'. Termen 'sturzstrom' er introduceret for en type grainflows, som forekommer i fjeldskred (Hsü 1975).

Debrisflow

En tyk 'grød' af mudder, sand og vand kan flyde ned ad en skråning og samtidig transportere sten og blokke (debrisflow). Disse større og tungere partikler synker ikke så hurtigt ned gennem mudderet, fordi mudderets vægtfylde er tættere på stenenes, hvilket gør sten og blokke relativt lettere. Mudderstrømme kan flyde på relativt lavthældende skråninger, når først strømmen er igangsat. Den resulterende aflejring er et ikke-graderet, matrixunderstøttet konglomerat. Det vil sige, at stenene er omgivet af matrix (sand og mudder). Efterfølgende kan en mudderstrøm modificeres, hvis regn og blæst fjerner de finere partikler og efterlader en overflade domineret af sten og blokke.

Grainflow

Sammenstød mellem sten, som 'hopper' nedad en skråning, skaber et dispersivt (spredende) tryk, som løfter stenene fra underlaget (grain flow). Rene grainflows dannes, hvor der er samme fluid mellem partiklerne som over grainflow'et (Lowe 1976). Denne mekanisme virker kun på stejle skråninger, det vil sige, hvor hældningen er over ca. 25° (Middleton & Hampton 1976). Den resulterende aflejring er et matrixfrit, inverst graderet, klastunderstøttet konglomerat med stor porøsitet. Det vil sige at stenene hviler på hinanden med store hulrum imellem og med de største blokke øverst, samt at sten og blokke ligger ustabil og let kan røkke.

Der er imidlertid også talrige eksempler på modificerede grainflows, i hvilke fluiden mellem partiklerne (klasterne) har en større vægtfylde end fluiden over flow'et. Dette er tilfældet hvor grainflows opad begrænses af luft, og hvor der mellem partiklerne (klasterne) er enten rent vand eller vand opblandet med mudder, sand og grus. I det sidste tilfælde kan et grainflow opretholdes over væsentlig lavere gradienter (på skråninger som hælder mindre) (Lowe 1976). Blot få procent ler kan lette transporten af klasterne betydeligt. Det er sandsynligt, at der er en gradvis overgang mellem modificerede grainflows og debrisflows (Lowe 1976). Et modificeret grainflow vil give ophav til et matrixholdigt, inverst graderet klastunderstøttet konglomerat.

Efterfølgende kan en grainflow-aflejring ændre udseende, hvis hulrum mellem sten og blokke udfyldes af mindre partikler (mudder, sand eller grus). Dette kan ske enten ved at vind eller strømmende vand aflejrer fint materiale i de oprindelige hulrum, eller ved at nogle af klasterne disintegrerer (smuldrer) til finere kornstørrelser. I et område som Paatuut, hvor mange blokke består af sammenkittet (sammensvejset) vulkansk glas og fragmenter af pudelavaer, er det forventeligt at nogle blokke hurtigt vil nedbrydes til mindre partikler. Konsekvensen er, at et rent grainflow med tiden vil få udseende som et modificeret grainflow.

Sturzstrom

Den schweiziske geolog Albert Heim beskrev et fjeldskred ved Elm i Schweiz i 1881 og tolkede dette som et flow (en strøm af blokke og matrix), en tolkning som efterfølgende blev bestridt, men senere anerkendt af Hsü (1975). Hsü foreslog, at termen sturzstrom tages i anvendelse som en almindelig geologisk term for de processer, som kendetegner fjeldskred, og som involverer større kræfter end dem, som karakteriserer sandede grainflows. På grundlag af øjenvidneberetninger beskrev Heim tre faser i fjeldskredet ved Elm: et fald (Bergsturz), et spring (Luftsprung) og en strøm (Flachstrom und Brandung). Den fjeldmasse, som løsnede sig, ophørte hurtigt med at være sammenhængende og blev opbrudt i blokke. De nedstyrtende blokke ramte bunden af et stenbrud med skifre og blev herfra slynget udad og opad og fortsatte derefter som en strøm ned ad fjeldsiden og videre langs dalbunden (Hsü 1975).

Da jeg, dette Aar, efter at være rejst Vajgat rundt, opholdt mig ved Ujaragsugsuk for at gjøre mig færdig til Hjemreisen, vilde jeg gaa langs Stranden til Amisut, da det blæste for stærkt til at gaa med Baad. Jeg bad derfor Udliggeren skaffe mig en Grønlænder til at vise mig Vej; men fik til min Forbavselse det Svar, at der var ingen, der vilde, da Vejen ikke var passabel. Det blev sagt, at en vældig Lerstrøm kort før min Ankomst var flydt ned fra Fjeldene og helt ud i Vandet og at den var saa blød, at den umuligt kunde bære os. Da denne Fortælling var mig ubegribelig, troede jeg, at det kun var et Paaskud for, at de ikke havde lyst til denne Tur; men uagtet jeg bød højere Betaling end sædvanlig, fik jeg stadig det samme Svar, at det var umuligt. Da jeg saa besluttede at gaa alene, tilbød Udliggeren, at et par af hans Smaaabørn maatte følge med, med den lidt ejendommelige Motivering, at de muligvis vare saa lette, at den stivnede Lerstrøms Overflade kunde bære dem. Da jeg kom til Stedet, fik jeg virkelig fuld Bekræftelse paa, at Grønlændernes Udsagn om Lerstrømmen var rigtig: En kaotisk Blanding af Ler og opblødt Basalttuf var som en "Dyndstrøm" brudt ned ad Fjeldet, medførende på sin Overflade vældige Basaltblokke og stod som et lille Forbjerg helt ude i Vandet, der i lang Afstand var farvet af Ler. Det havde sine Vanskeligheder med at passere denne Lerstrøm, idet vi maatte balancere fra Sten til Sten for ikke at synke ned i Leret. Børnene kom let over, medens jeg gjentagne Gange sank i til højt op paa Benene. Hvilket Forhold denne Lerstrøm stod i til den "døde" Bræ, et Begreb, jeg for øvrigt ikke dengang kjendte, kan jeg ikke nu afgjøre; men at det er et Fænomen, der har betydning ved Studiet af de orografiske Forhold, er utvivlsomt.

Figur 5. K.J.V. Steenstrups beskrivelse af skred på nordkysten af Disko i 1870. Steenstrup (1900) side 280-281.

Tidligere fjeldskred i Disko–Nuussuaq området

Historiske fjeldskred

Det er sandsynligt, at der i den grønlandske befolkning er overleveret viden om adskillige skredhændelser i de sidste 100–200 år. Vi har ikke foretaget en systematisk indsamling af oplysninger herom.

Den ældste skriftlige beskrivelse af et skred, vi kender til, er K. J. V. Steenstrups beskrivelse af et skred nær Ujarassussuk på nordkysten af Disko i 1870 (Steenstrup 1900). Dette skred havde form af en mudderstrøm, som medførte store basaltblokke i overfladen, og som byggede en lille halvø ud i havet, så man kun vanskeligt (kun børn!) kunne passere til fods langs kysten. Steenstrup rapporterede intet om hverken flodbølge eller skader på mennesker, huse eller materiel i Ujarassussuk, uden at man dog deraf kan slutte, at sådanne ikke forekom. Et uddrag af Steenstrups bemærkelsesværdige beskrivelse er gengivet i Fig. 5.

Nuussuaqs nordkyst

Skredhændelser i omegnen af Niaqornat er beskrevet af Rosenkrantz (1967) og Henderson (1969).

I 1890'erne skete et skred med påfølgende brand nær Pujortoq; stedet kaldes Amiutikassaq.

I 1932 skete et skred ved Pujortoq ca. 4 km vest for Niaqornat. Dette skred skete på relativt lavt niveau (100–200 m's højde) og omfattede kun sedimenter, overvejende sorte skifre. Disse brød i brand i 1933. Et nyt skred på samme sted skete i 1957(?), og brand udbrød i 1958.

I 1963 skete et betydeligt skred ved Narsarsunnguaq øst for Niaqornat; dette brændte også.

Brandsporene fra Pujortoq, Amiutikassaq og Narsarsunnguaq er indtegnet på det geologiske kort Agatdal 70 V.1 Nord.

Ingen af beskrivelserne fra Niaqornats omegn nævner noget om flodbølger eller skader på liv eller ejendom i forbindelse med skreddene. Johannes Tobiassen fra Niaqornat (71 år gammel) har telefonisk 13/7 2001 bekræftet, at der ikke var nogen flodbølge og ingen skader i Niaqornat i forbindelse med skreddene ved Pujortoq. Skreddet ved Pujortoq danner stadig en halvø ud i havet. Udeblivelsen af en flodbølge ved dette skred kan være betinget af, at skreddet skete fra lavt niveau eller at vandmasseforskydningen har haft let ved at fordeles i det åbne farvand i Uummanaq-bugten.

Niaqornat blev i 1978 ramt af stenfald fra de stejle fjeldsider syd for bygden. To bygninger (butikken og en bolig) blev ramt, og der skete et større skred ved kystklippen 350 m vest for butikken. I en rapport til Uummanaq Kommune har Pulvertaft (1979) beskrevet forholdene omkring bygden; han bedømte risikoen for et katastrofalt fjeldskred, der rammer bygden, til at være lille, men risikoen for skred ud i havet vest for bygden til at være stor. Fortsat byggeri på skråningen syd for bygden frarådedes.

Nuussuaqs sydkyst

Den 15/12 1952 skete et stort fjeldskred på Nuussuaq mellem Nuuk Qiterleq og Tupaasat, lige over for Qullissat. Dette skred ses meget tydeligt på Geodætisk Instituts flyfotos optaget i juli 1953 (Fig. 6). Skreddet startede i ca. 700 m's højde og nåede kysten i en 1 km bred bræmme, som dog ikke når ret langt ud i havet. Der var tilsyneladende ingen brand i forbindelse med dette skred. Virkningerne af skreddet i Qullissat er beskrevet i en artikel i Avangnâmioq 1953 nr 1, februar, af Egede Boassen. Kopi af artikel samt yderligere oplysninger er modtaget fra Frederik Mathiassen, Sisimiut, der oplevede skreddet i Qullissat.



Figur 6. Flyfoto optaget juli 1953 fra sydkysten af Nuussuaq. I den centrale del af billedet ses fjeldskreddet udløst 15. december 1952, som igangsatte en flodbølge, der gjorde nogen skade i Quillissat. Sammenlign beliggenhed og skala med kortet Fig. 7.

Skreddet rejste en flodbølge, som nåede 50–100 m ind i land. Der kom vand ind i elværet, fordi det lå tæt ved kysten, men ingen andre huse blev beskadiget. En 22 fods kutter med tre mand ombord, der var ved at sætte garn, blev kastet op på land; to af mændene overlevede, men den tredje blev skyllet bort og blev aldrig fundet. Flodbølgen kunne også mær-

kes i Saqqaq, men ikke så voldsomt. Artiklen i Avangnâmioq er blevet delvist oversat til dansk af Anker Weidick.

I årene 1984–1988 var der periodevis aktivitet i et langsomt flydende skred ved Paa-tuut. Et parti sorte skifre løsnede sig i ca. 800 m's højde og gled som en mudderstrøm ned gennem en kløft (Fig. 8). Dette skred synes at være betinget af vandmætning af skiferen. Strømmen nåede kun lige ud til kysten. Materialet har en karakteristisk klumpet overflade, og områder med lignende overflade, tolket som gamle mudderstrømme, ses flere steder langs kysten, vekslende med materiale, som mere klart er afsat direkte af vand som er strømmet ned ad fjeldsiden. Der synes således at være en række overgangsformer mellem vandaflejret materiale, vandrige mudderstrømme i forbindelse med mindre skred, og større skred, hvoraf kun de sidste kan være potentielt farlige.

I 1997 gled en ny mudderstrøm fra det samme område som tidligere ned gennem den samme kløft. Aflejringen herfra ligner de tidligere aflejringer, men dækker større områder. Den nåede lige ud til havet, men kan ikke have forvoldt nogen væsentlig flodbølge.

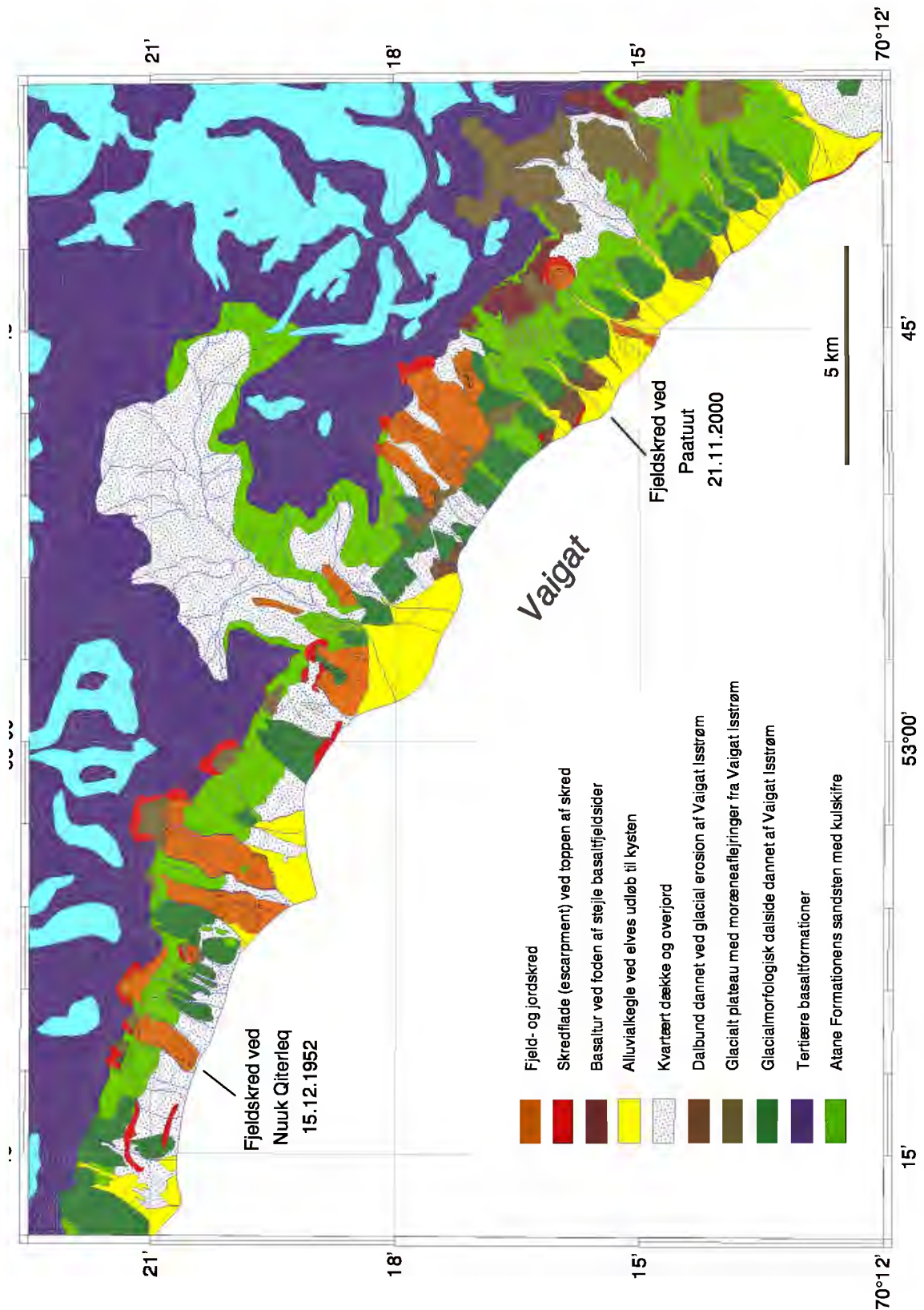
Disko

Der er ovenfor omtalt et skred på nordkysten i 1870.

Innarsuaq (Skarvefjeld) øst for Godhavn står stedvis med meget stejle sider ud mod havet. I 1930'erne faldt en del af en fjeldside i havet og rejste en flodbølge, der forårsagede nogen material skade i Godhavn. Disse oplysninger er fra afdøde Jakob Broberg, Godhavn.

Forhistoriske fjeldskred

Gamle skredområder, der er brændt, afslører sig let ved deres iøjnefaldende teglrøde farve. Sådanne 'brændte fjelde' er især udbredt på Nuussuaqs sydkyst omkring Paatuut og Ataataa Kuua, hvilket angiver stor skredhyppighed i dette område. Skred, der ikke er brændt, er mindre iøjnefaldende, men afslører sig dog ved deres overfladeform. Mange gamle skred er indtegnet på de geologiske kort i skala 1 : 100 000: Uiffaq 69 V.1 Syd, Pinggu 69 V.2 Nord, Qutdligssat 70 V.1 Syd, Agatdal 70 V.1 Nord, Igdlorssuit 71 V.1 Syd, og Svartenhuk 71 V.1 Nord. Alle disse skred har en maksimal alder på ca 10 000 år, da landet før den tid var isdækket. I perioden 10 000–3 000 år før nu har havstanden været faldende i Disko Bugten, hvorefter den har været stigende igen. I perioden med faldende havstand er der overalt i Disko Bugten dannet marine terrasser, d.v.s svagthældende flade landskabsterrasser (ofte med strandvolde) på fjeldsiderne. Sådanne terrasser forekommer stort set ikke på den stærkt skredforstyrrede sydkyst af Nuussuaq, hvilket ifølge Morten Rasch (Dansk Polarcenter) viser, at skreddene på Nuussuaqs sydkyst alle må være under 3000 år gamle.



Figur 7. Geomorfologisk - geologisk kort over skredområdet ved Paatuut. Kortet er udtegnet fotogrammetrisk på baggrund af flyfoto fra 1985. Det nye skred fremdræder ikke på kortet, men positionen er angivet for skreddet, som vises i efterfølgende kapitel.

Fotogrammetrisk optegning af skred i Paatuut-området

Området ved Paatuut er generelt præget af store fjeldskred (Fig. 7 og 8). Især nordvest for Paatuut forekommer store fjeldskredstunger som dækker den glacialt uderoderede dalside. De landskabsdannende skred består af store tunger af blokke, sten og mudder. Ind imellem ses eksempler på store blokfald som består af basalt. Disse blokke er faldet næsten lodret ned fra basaltfjeldets stejlside og er som oftest ikke nået helt ud til kysten men har lagt sig til ro oppe på skråningen. Dog findes der eksempler på blokke som ligger helt ud til kysten, og det må formodes at enkelte har kunnet nå ud i vandet og skabe flodbølger. Dette kan dog kun ske hvor afstanden fra fjeldvæg til kysten er mindre end dobbelt så stor som højden af fjeldet.



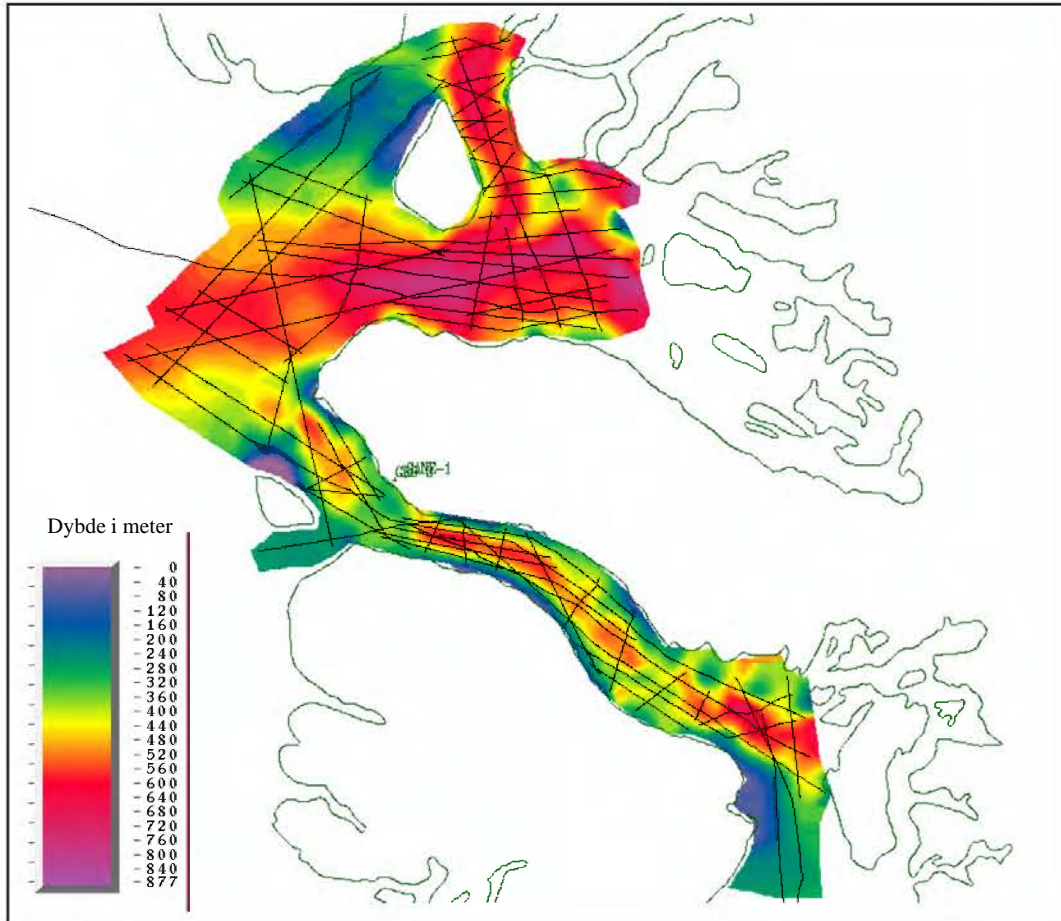
Figur 8. Fjeldsiden ved Paatuut fotograferet juli 1988 fra helikopter. Øverst til venstre ses den basalt-ur som medgik i skredet 21. november 2000. Centralt i billedet ses et jordskred der har været aktivt i længere tid, og som bevirker at jordmateriale fra toppen af Atane Formationen og det glaciare plateau i 8-900 m's højde glider ned som en mudderstrøm.

Geofysiske undersøgelser af submarine skred i Vaigat

Vaigatstrædet er meget dybt, op til 650 m, og har et U-formet tværsnit udformet af 'Vaigat Isstrøm'. Denne isstrøm kan betragtes som en meget stor dalgletscher, der bragte materiale fra Indlandsisen ud i Davisstrædet. Vaigat Isstrøm smeltede bort for ca. 10 000 år siden og efterlod Vaigat området som et glacialmorfologisk landskab.

I sommeren år 2000 indsamlede GEUS et stort antal geofysiske (marin-seismiske) profiler både på langs og på tværs af Vaigattet (Fig. 9). Disse profiler viser mange steder kaotiske lokale ophobninger af materiale, der tolkes som ældre skredmasser, der er løbet langt ud i

havet. Ved opmåling og optælling af disse skred på de seismiske profiler kan man altså få en ide om hyppigheden, og måske størrelsen, af store skred ud i havet inden for de sidste 10 000 år. De seismiske liner er optaget før skredet i november, og efterfølgende har GEUS indsamlet supplerende ekkolods-data hen over det nye skredområde.



Figur 9. De seismiske liner brugt ved kortlægningen af gamle skredmasser på havbunden. Linierne er indsamlet med R/V Dana i sommeren 2000.

De geofysiske (marin-seismiske) data blev indsamlet med det formål at kortlægge de sedimentære strukturer i Vaigattet og rundt om Nuussuaq. Dataindsamlingen foregik med en 600 m streamer og et 40 l stort airgun array (Marcussen et al. 2001). Efter togtet blev data processeret på GEUS og derefter indlæst på Landmark arbejdsstationerne. I tillæg til det oprindelige formål kan data som nævnt også bruges til at kortlægge udbredelsen af ældre skredmasser på havbunden. Eksempler på seismiske linier med gamle skredmasser følger i kapitlet herunder (vedr. submarine skred), og tolkninger på de enkelte seismiske linier er samlet til et kort over udbredelsen af skredmasserne (Fig. 27). Det ses at størsteparten af skredmasserne er kommet fra Nuussuaqs sydkyst, men også fra nordkysterne af både Nuussuaq og Disko er der sket større skred. Skredmasserne er generelt 50-100 m tykke, men når enkelte steder op på over 200 m. De seismiske data er optimeret til at kortlægge de dybere liggende sedimenter, og det betyder at vi ikke kan se detaljer i de kortlagte skredmasser. Vi kan således ikke vurdere om der er tale om eet stort eller flere mindre skred på samme position.

Fjeldskredet ved Patuut 21. november 2000

Geologiske forhold ved Paatuut

Fjeldet ved Paatuut består af to meget forskellige enheder. Nederst findes sandsten med skifre og kullag; denne enhed benævnes Atane Formationen og ses meget tydeligt som en lysegul, stedvis mørk-stribet lagserie, der træder frem i mange kløfter i op til 900 m's højde. Over Atane Formation bliver fjeldsiden stejlere, og her ligger de mørke vulkanske bjergarter (basalter) fra 900 m's højde til fjeldtoppene i op til 2000 m's højde. Toppen lige over skredområdet er 1800 m høj.

Atane Formationen

Atane Formationen går fra havniveau op til ca. 900 m's højde og består af hvidlige til lysegule sandsten mellemløjret af sorte finkornede skifre med kullag. Kullagene er ikke særlig tykke, højst en meter; skifrene veksler meget i tykkelse og kan være mere eller mindre sorte og afsmittende alt efter indholdet af findelt kulstof. Sandstenlagene varierer i tykkelse fra få meter op til 10 m. Sandet er som oftest hårdt sammenkittet, men kan dog stedvis være blødere. Atane formationen er af sen Kridt alder, ca. 75 mill. år før nu.

Kullagene i Atane Formationen har stedvis været brudt i brand igangsat af skred. Når kullagene brænder, stiger temperaturen i overfladen af fjeldsiden til 600–700 grader, hvorved de omkringliggende skifre undergår en 'tegl-brænding'. Derved antager skifrene omkring de brændte steder karakteristiske røde, orange og gule farver, hvilket især ses mange steder på Nuussuaqs sydkyst.

Den vulkanske lagserie

Den nederste del af den vulkanske lagserie ved Paatuut, fra ca. 900 m til 1160 m's højde, består af vulkanske breccier. Disse er dannet ved, at den varme, flydende lava er løbet ud i et dybt søbassin, hvorved lavaen er blevet lynafkølet så voldsomt, at materialet splintredes i større og mindre stykker, som aflejedes som usorterede, dårligt lagdelte løsmasser i søbassinets kant. Ved lynafkølingen dannedes store mængder af sort vulkansk glas, og breccierne er meget rige på både friske og omdannede glasskår (bjergarten er en hyaloklastit). Med tiden fyldtes søbassinet ud, og lavastrømmene fra 1160 m og opefter løb ikke i vand men spredte sig som tynde og tykkere lavastrømme. Lavastrømmene er mere end 5 m tykke, oftest 10–20 m, og hver strøm består af en massiv nedre del og en blæret, porøs topzone. Topzonen forvitrer let ud, hvorved lavaserien får en karakteristisk, bænket fremtræden, hvor hver bænk er den massive del af en enkelt lavastrøm. De vulkanske bjergarter er dannet i begyndelsen af Paleocæn tiden for ca. 60 mill år siden.

I Atane Formationens sedimenter findes enkelte sills, dannet ved at basaltmelte er trængt vandret ind mellem sedimentlagene. Disse op til 20 m tykke sills er meget massive og har ofte en smuk søjleopsprækning. Da de er meget mere modstandsdygtige over for nedbrydning end de omgivende sedimenter, danner sillene ofte fremspringende lodrette bænke med overliggende terrasser på fjeldsiden. Sill-bjergarterne kan genkendes i blokkene nede i skredmaterialet.

Fjeldskreddets struktur



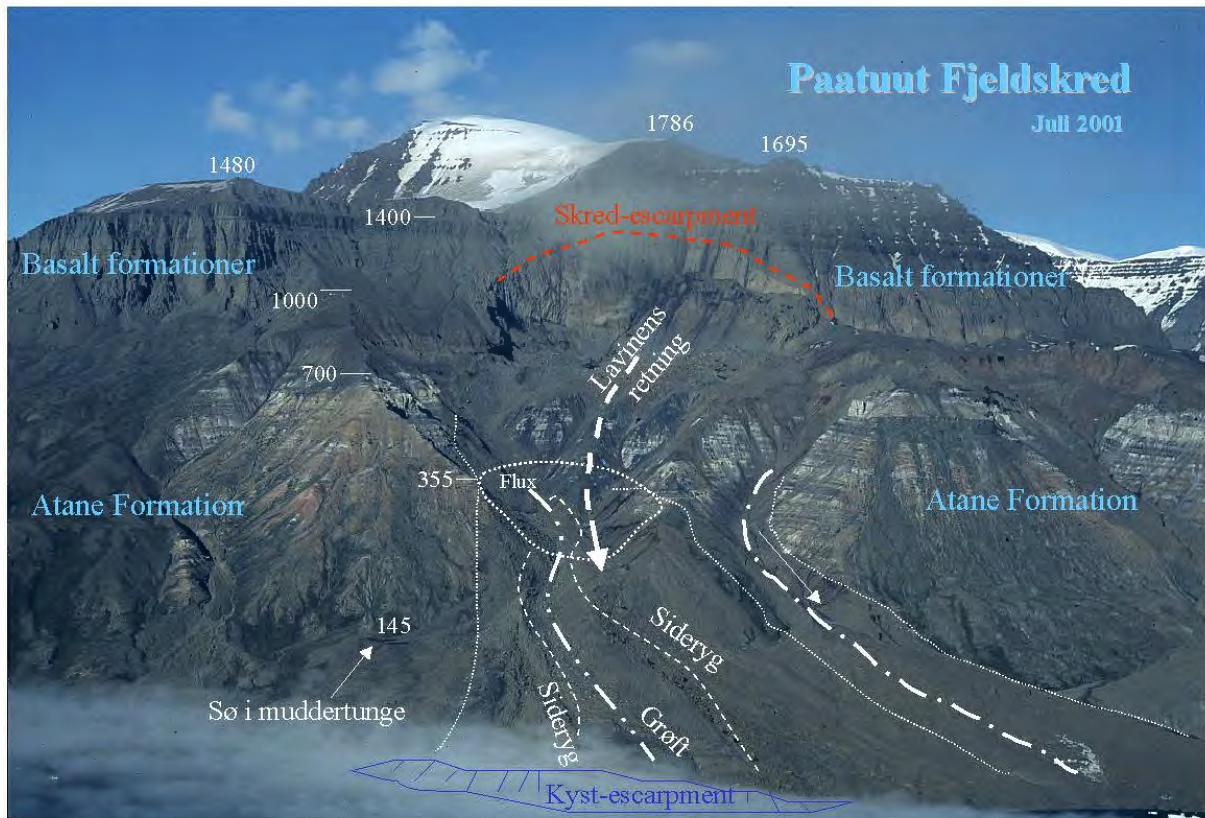
Figur 10. Fjeldskreddet ved Paatuut optaget få dage efter det blev udløst den 21. november 2001. De nedskredne jordmasser tegner sig tydeligt som de mørke partier mod den nyfaldne sne. Bemærk tillige at sneen langs kysten er skyllet bort af flodbølgen, som forplantede sig igennem Vaigat. Foto: Christoffer Schander, Arktisk Station.

Fjeldskreddet ved Paatuut ses meget tydeligt på de fotografier, som Christoffer Schander, Arktisk Station, optog nogle få dage efter begivenheden (Fig.10). Skreddet blev udløst i ca. 1000–1400 m's højde, i det følgende betegnet toppen af skreddet. Det nedstyrtede materiale består for en stor dels vedkommende af løstliggende basaltblokke, der tidligere dannede en høj, stejl talus-kegle eller basalt-ur liggende op ad det faste fjeld (se Fig. 7 og 8). Materialet blev kanaliseret ned gennem flere kløfter i sandstenene i 400–900 m's højde, i beskrivelsen betegnet den centrale del af skreddet, og har spredt sig ud i en vifteformet aflejring ved foden af skreddet. Den centrale del af skreddet består af en serie rygge og kløfter i Atane Formationens fjeldside. Atane Formationens fjeldsider er så godt som upåvirkede af selve skredhændelsen. Den nedre del af den centrale del af skreddet går over i skredfoden, hvor skredmaterialet er aflejret oven på den tidligere overflade, som er en ca. 10 grader hældende alluvialkegle. Foden af skreddet består dels af sten og blokke aflejret på den gamle alluvialkegles overflade og dels af mudder, der er sat i bevægelse ved vægtbelastningen af blokfeldene. Ved foden af skreddet blev der udbygget en lille halvø, som dækker ca. 2 km af kysten. Denne halvø står med en meget stejl kystskrænt (kystescarpment) ud mod Vaigattet.

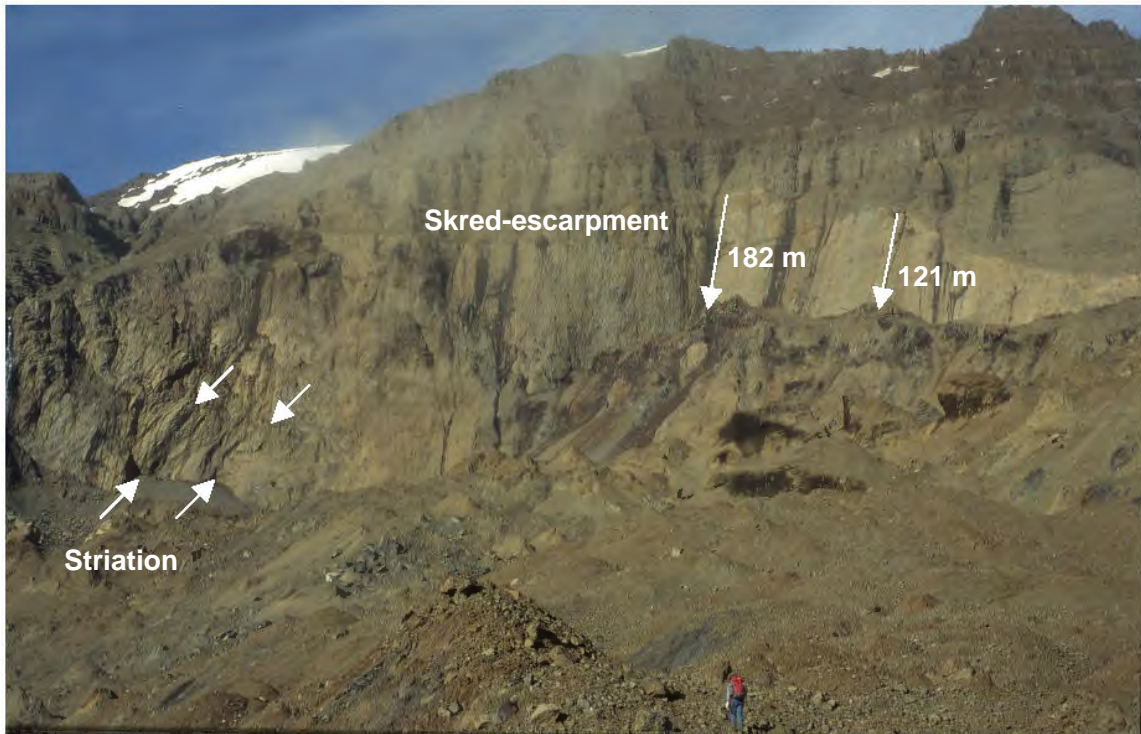
Toppen af skreddet

Toppen af skreddet består af en meget stor stejlvæg (Fig. 12), langs hvilken materialet er rutschet ned. Stejlvæggen består af to partier, som mødes i en stump vinkel i det dybeste indhak i fjeldet (Fig. 11 og 12). Hovedmassen er udløst fra selve skred-escarpmentet, hoved-escarpmentet, som udgøres af den østre væg (højre side på Fig. 11). Den vestre væg fungerede som et side-escarpment der bærer tydelig spor efter en langs-væg transport (Fig. 12). Det lyse parti som ses på hoved-escarpmentet viser det sted, hvor der er sket en næsten lodret forsætning langs med et gammelt forkastnings- eller fjeldskredsplan. Den lodrette forsætning er målt på tre steder til at være af størrelsesordenen 121 m, 149 m og 182 m (se Fig. 12). Den største højde hvorfra skreddet gled ned er ca. 1400 m o.h.

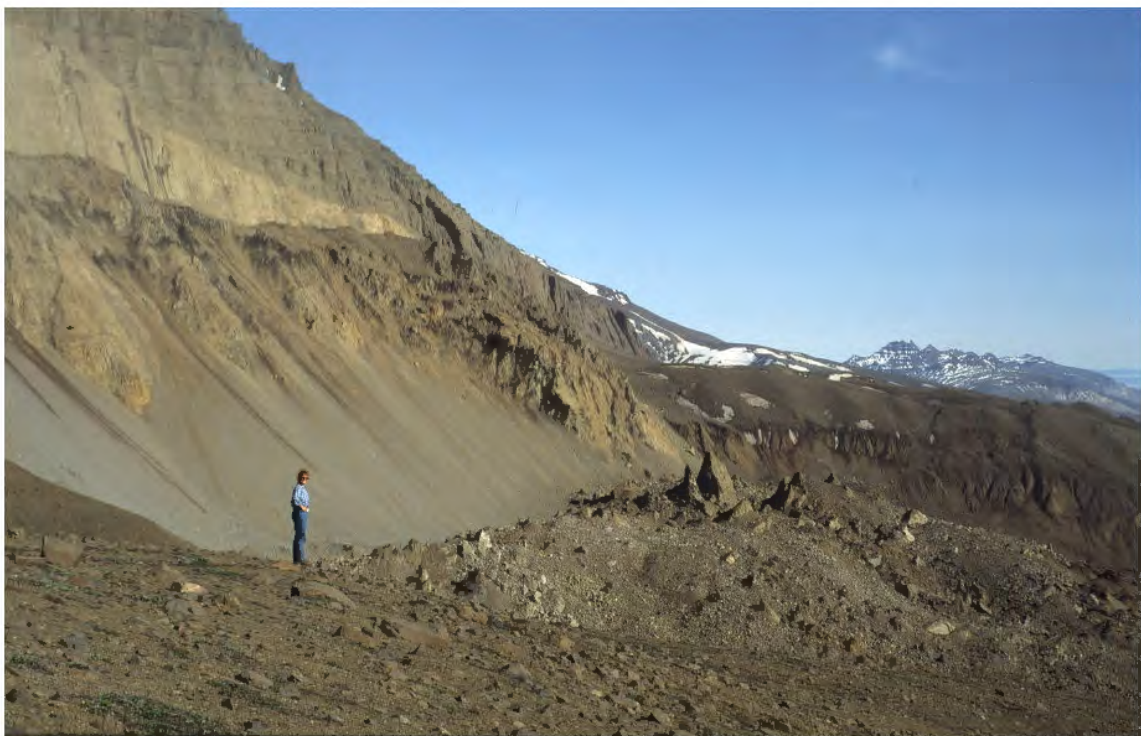
Størstedelen af det nedskredne materiale kommer fra den stejltstående basaltvæg. Neden for denne lå der og ligger der stadig et glacialt plateau i 800-900 m's højde. Før skreddet var dette plateau et udjævnet terræn karakteriseret af moræneaflejringer med sparsom fjeldvegetation. Efter skreddet henligger dette plateau som et øde månelandskab karakteriseret af nedfaldne klippestykker, blokke og kaotisk materiale, hvor der efterfølgende er udviklet pingolignende frosthøje (Fig. 12 og 13).



Figur 11. Toppen og foden af Paatuut fjeldskred fotograferet fra helikopter juli 2001. Bemærk linieføringen af lavinen ud gennem hoved-dalens 'tværsnit' (fluxen) på ca. 70.000 m², som i nogle korte øjeblikke, mindre end halvandet minut, har været opfyldt af lavinens stenmasser. Bemærk tillige indtegningen af det omtrentlige forløb af den stejle kystskrænt ved foden af skreddet. Den fotogrammetriske udtegnelse af kystlinien har været en del besværet af den lavtliggende havtåge, som skjuler detaljerne langs noget af kysten. Højdeangivelserne på fjeldtoppene og i venstre side af billedet er i m o.h.



Figur 12. De to stejlvægge ved toppen af skreddet. Bemærk det lyse parti på det gamle forsætningsplan (hovedescarpmentet). Her blev den største vertikale forsætning målt til 182 m. Bemærk tillige de skrå striationer på den venstre væg, som viser den sideværts bevægelse af materiale som er skubbet ud ved hovedforsætningen. Dette og de følgende feltpoto er optaget juli 2001.



Figur 13. Det tidligere glacialmorfologiske plateau neden for hoved-escarpmentet er nu blevet omdannet til en blokmark med store klippepartier styrtet direkte ned fra fjeldsiden.

Den centrale del af skreddet

Den centrale del af skreddet består af Atane Formationens fjeldsider (Fig. 11, 14 og 15). Disse fjeldsider er så godt som upåvirkede af selve skreddislokationen. Ud fra det materiale der er aflejret op langs kløfternes sider, kan man få et indtryk af lavinens flux ud gennem kløfterne. Bemærk slidmærkerne efter materialetransporten på kløfternes sider (fig. 14).



Figur 14. Den centrale del af skreddet hvor Atane Formationen næsten er upåvirket af de store jordmasser, som er skredet ud over køfter og rygge. Bemærk de skrå striationer på de nærmeste fjeldvægge der viser sporene efter lavinens skur mod kløftens sider.



Figur 15. Pålejringen af materialet op langs de bestående dalsider ses her i den østligste kløft ved Paatuut. Her som i de øvrige kløfter ligger det op til ca. 200 m over dalbunden.



Figur 16. Søjler af sandsten står upårvirket af fjeldskredet i den øverste del af Atane Formationen. Støvskyen midt i billedet skyldes materiale som har løsrevet sig fra den ustabile skredmasse på toppen af ryggen mellem kløfterne.



Figur 17. Det er dog ikke alle sandstenssøjlerne som fik lov at blive stående. På den østligste del af skredkeglen er der aflejret en bue af sandstensblokke fra den øverste del af Atane Formationen. Dette er de eneste andre fjeldblokke end basaltblokke som er aflejret ved foden af skredet. Bemærk frosthøjen i mellemgrunden af billedet.

Foden af skreddet

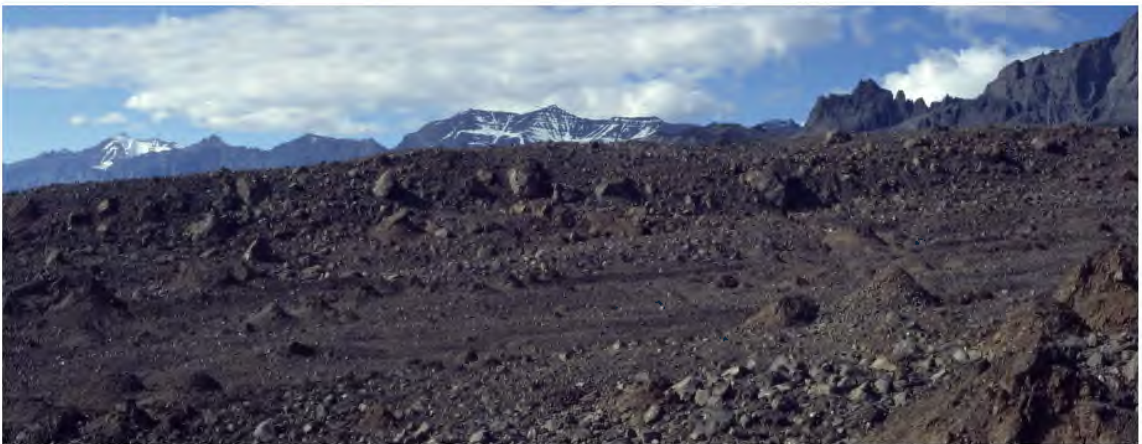
Foden af skreddet består dels af sten og blokke aflejret på alluvialkeglen samt selve skreddets tå, der er brækket af og udgjorde det submarine skred.

Grøfterne er op mod 50 m dybe og har ofte en ryg af en grainflow aflejring liggende som rest i midterdelen. Siderne består lige som grainflowen af klastunderstøttede breccier.

En del af skreddet er foregået som debrisflow der har involveret en del vandmættet jord og jordflydning af forskellig art. Både oppe ved toppen af skreddet og især ved foden er der efterfølgende opstået en stor mængde frost-høje eller pingoer.



Figur 18. Udsigt over aflejningskeglen ved foden af skreddet. Hovedstrømmen af skreddet ses til højre som en grøft flankeret af to blokrygge. Bemærk den nydannede sø yderst til højre i billedet (sammenlign med Fig. 11 og 26).



Figur 19. Megablokke af basalt ligger som store kugler midt på aflejningskeglen ved foden af fjeldskreddet. De største blokke er ca. 200 m³ store.



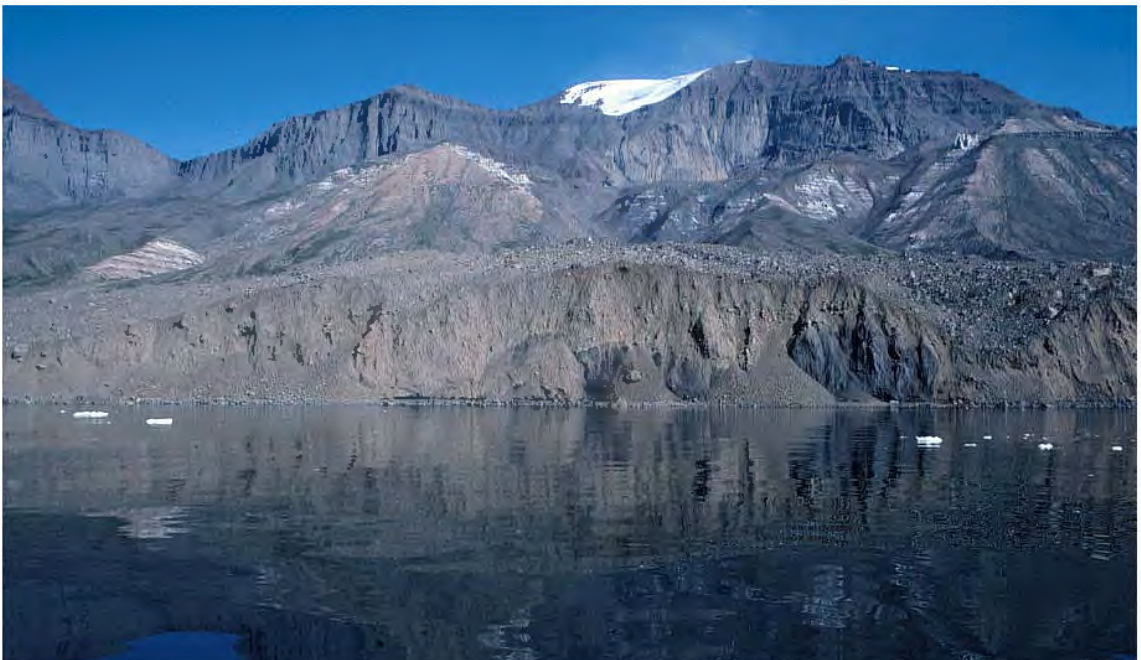
Figur 20. En ryg af en grainflow efterladt midt i grøften som har været den centrale transportvej for lavinen ned over fjeldet ud mod havet. Pilen peger på person for skala.



Figur 21. Et eksempel på en af de største blokke som er 'trillet' ud til kysten. Det formodes at flere blokke på denne størrelse er nået ud i vandet og har kunnet skabe større bølger.



Figur 22. Kyst-escarpmentet set fra land. Skredfladen ud mod kysten hælder ca. 37° og formodes af gå over i en lige så stejl undersøisk skrænt ude i Vaigattet.



Figur 23. Kyst-escarpmentet set fra havsiden. Escarpmentet fortsætter ned under havniveau, men over havspejlet danner det en kystskrænt med en højde på op til ca. 25 m o.h. Dette giver et indtryk af mængden af aflejring som er sket ved foden af skreddet og tykkelsen af den sedimentpakke, der udjorde det submarine skred.

Aflejringsstyper i skreddet ved Paatuut

Fjeldskreddet ved Paatuut flyttede sten og blokke, hovedsageligt af de vulkanske bjergarter, fra højder på 700–1400 m til højder under 150 m (se Fig. 11). Transporten skete gennem allerede eksisterende kløfter i Atane Formationen. Det er ikke vist, at disse kløfter blev eroderet dybere under transporten. Dette tyder på, at fjeldskreddet er sket i løbet af relativt kort tid (minutter) hvilket understøttes af jordrystelser målt i Qeqertarsuaq (Fig. 34).

Fjeldskreddet blev kanaliseret gennem to kløfter adskilt af en ryg, hvor sneen blev liggende (se Fig. 10) og hvor vegetationen er bevaret (observationer, sommeren 2001). Længs siderne af kløfterne blev der afsat et lag af mudder højt over overfladen af fjeldskreddet. Dette lag viser, at enten har fjeldskreddet slynget mudder op ad kløfternes sider, eller også har skreddet fyldt meget mere imens alt materialet var i bevægelse.

Den nuværende overflade af skreddet er hverken jævn eller ensartet. Undersøgelser i sommeren 2001 viser to grøfter i forlængelse af kløfterne i Atane Formationen (Fig. 11). Særligt den vestlige grøft er tydelig. Denne flankeres af to siderygge (Fig. 11 og 18). Højdeforskellen mellem grøft og sideryg er op til 50 m. Såvel grøft som sideryg karakteriseres af store eller meget store blokke, typisk 3-6 m i diameter, som ligger ustabilt (de rokker let), og der er store hulrum imellem dem. Dette tyder på, at de er grainflow-aflejringer. Dannelsen af sideryggene kan forklares ved at blokkenes sammenstød har slynget en del af blokkene ud af den centrale del af strømmen, og denne fremtræder derfor som en grøft. Bemærk at sideryggene danner forlængelsen af kløfternes sider, og det er derfor sandsynligt, at mudderlaget på kløfternes sider repræsenterer materiale, som er slynget ud af grainflowens centrale del under transporten.

Det anses for sandsynligt, at der ikke har været tale om rene grainflows, da disse skulle have været 'tørre' (kun luft mellem klasterne under transporten). Der har snarere været tale om modificerede grainflows, hvor der mellem klasterne har været vand med et vist indhold af opslemmet finere materiale. En modificeret grainflow har lettere kunnet transportere store klaster og har kunnet holde bevægelsen igang på skråninger med hældninger på mindre end 25°.

I de marginale dele af skreddet samt centralt imellem den østlige og vestlige del af fjeldskreddet er aflejringerne rigere på matrix (mest sand og grus). Dette indikerer, at en væsentlig del af skreddet er transporteret som en klastrig debrisflow. Denne tolkning støttes af mange frosthøje, som især forekommer i de matrixunderstøttede konglomerater (se Fig. 24).

Der er således egenskaber ved fjeldskreddets aflejringer, som kan forklares ved, at dele af materialet er transporteret som modificerede grainflows. Resten af skreddet formodes transporteret som debrisflows. Derimod er der intet som tyder på, at materialet er transporteret som store, næsten uforstyrrede masser. Skulle dette have været tilfældet skulle blokkene ikke ligge med en tilfældig orientering, og blandet, således at blokke, som oprindeligt har tilhørt forskellige vulkanske formationer nu ligger side om side.

Skråningens nuværende geomorfologi kan beskrives som stejle, næsten lodrette vægge i de vulkanske bjergarter (over 800–900 m), et plateau i 700–800 m højde og herunder relativt stejle kløfter igennem Atane Formationen (blokdiagram B i Fig. 38). Sammenlignes dette med morfologien forud for skreddet (blokdiagram A i Fig. 38) ses, at plateauet før skreddet var dækket af basalt-ur, og det må derfor konkluderes, at plateauet delvis er resultatet af skreddet. På blokdiagrammerne (Fig. 38) er ligeledes indtegnet to profiler, som er vist i Fig. 39.

Sammenligningen mellem topografien før og efter viser, at der før skredet fandtes en jævnthældende skråning formodentlig opbygget af nedfaldne blokke (ur) fra den vulkanske stejlvæg. Efter skredet er der en skovlformet (listrisk) flade, og sådanne er karakteristiske for begrænsning af fjeldskredmasser (slumps, landslides m.m.) (Keefer 1999).

Starten af fjeldskredet tolkes som et blokfald udløst af et brud i fjeldet. Herefter er der sket en transformation til debrisflow og modificeret grainflow når blokkene passerede kanten af plateauet og accelererede i fart ned gennem kløfterne i Atane Formationen. Sådanne transformationer fra skred til sedimentære tyngdestrømme er diskuteret af flere forfattere (Middleton & Hampton 1976; Stow, Reading & Collinson 1996, Keefer 1999). Bevægelsen af skredmassen som modificeret grainflow har været fremmet af, at der var mange og meget store blokke, som styrtede ned gennem kløfterne i Atane Formationen med voldsom energi.

Hvad udløste skredet?

Det ses (Fig. 12 og 38), at fjeldskredet har blotlagt to stejle flader i de vulkanske bjergarter. De fremtræder i dag med en lysere farve end de vulkanske bjergarters almindelige forvitningsfarve. Sådanne flader kan være sprækkeflader (joints) eller forkastningsplaner. De danner en stump vinkel med hinanden. Til sammenligning viser Fig. 37 (isopach-kortet), at fladen med maximal erosion snarere er krum, hvilket er velkendt for udskridningsplaner.

Såfremt en forkastningsbevægelse havde udløst fjeldskredet ville den have kunnet registreres som et jordskælv. Og havde det været et større jordskælv, ville det efter al sandsynlighed have udløst adskillige fjeldskred (Keefer 1999). Vi mener at udslaget på den seismisk målestation i Qeqertarsuaq (se s. 34) var en registrering af et brud i overfladen og skyldtes ikke et dybtliggende brud i jordskorpen.

Udskridninger (landslides) kendes fra mange forskellige bjergartstyper og også fra regioner med minimal jordskælvsrisiko. Mange udskridninger starter med åbning af sprækker og ganske små bevægelser indtil en stor udskridning finder sted. Det er muligt, at frostsprængning langs en sprækkeflade vil medvirke til at åbne sprækken, ligesom en kortvarig periode med tøvejrl ville kunne danne vandmættede, skredfarlige sedimenter ovenpå dybereliggende permafrosne bjergarter. Endelig kan det tænkes, at nedsivende vand kan være 'fanget' af jordfrost, og at sådanne indesluttede fælder har opnået et hurtigt forøget porevandstryk, der har givet en momentan sprækkedannelse og dermed udløst fjeldskredet.

Sammenlignes med fjeldskredet ved Elm i Schweiz (Hsü 1975) blev dette udløst på en fjeldside med en topografi, som har lighedspunkter med det topografiske profil fra Paatuut (Fig. 39). Antages det, at fjeldvæggen ved Paatuut straks efter starten af skredet er kollapsede, ville de nedstyrtende blokke også sætte den basalt-ur i bevægelse, som lå opad fjeldsiden i stejle kegler og derved igangsætte fjeldskred af disse løse stenmaterialer.

Frosthøje og støvskyer

Der er to fænomener som bør nævnes inden de skaber misforståelser. Det ene er forekomsten af frosthøje, som kan mistolkes som små 'keglevulkaner'. Disse høje er et resultat af gennemsivende vand på et permafrossent underlag. Når vandet siver gennem især siltet sediment har det tendens til at bidrage til væksten af radiale isklumper over permafrostniveauet. Herved begynder de at vokse, og sedimenterne ovenover løftes i vejret som en kegle (Fig. 24).

Et andet fænomen er som allerede nævnt forekomsten af røg-lignende støvskyer. Når sten og blokke falder ned fra den ustabile skredvæg hvirvles dels en del støv op fra selve væggen, og dels hvirvles en del støv op ved faldet ned på talus-skråningen. Under feltarbejdet var det klart en fornemmelse at hyppigheden af støvudviklende blokfald tiltog ud på dagen. Dette tolkes som et resultat af solens varmepåvirkning på fjeldet, der får permafrosten til at tø og derved løsner materialet fra den stejle fjeldvæg (Fig. 25).



Figur 24. *Eksempel på frosthøje ved foden af fjeldskreddet. Højene tolkes som hævnning af det løst aflejrede sediment på grund af ansamlinger af frostklumper i underlaget lige over permafrosten.*

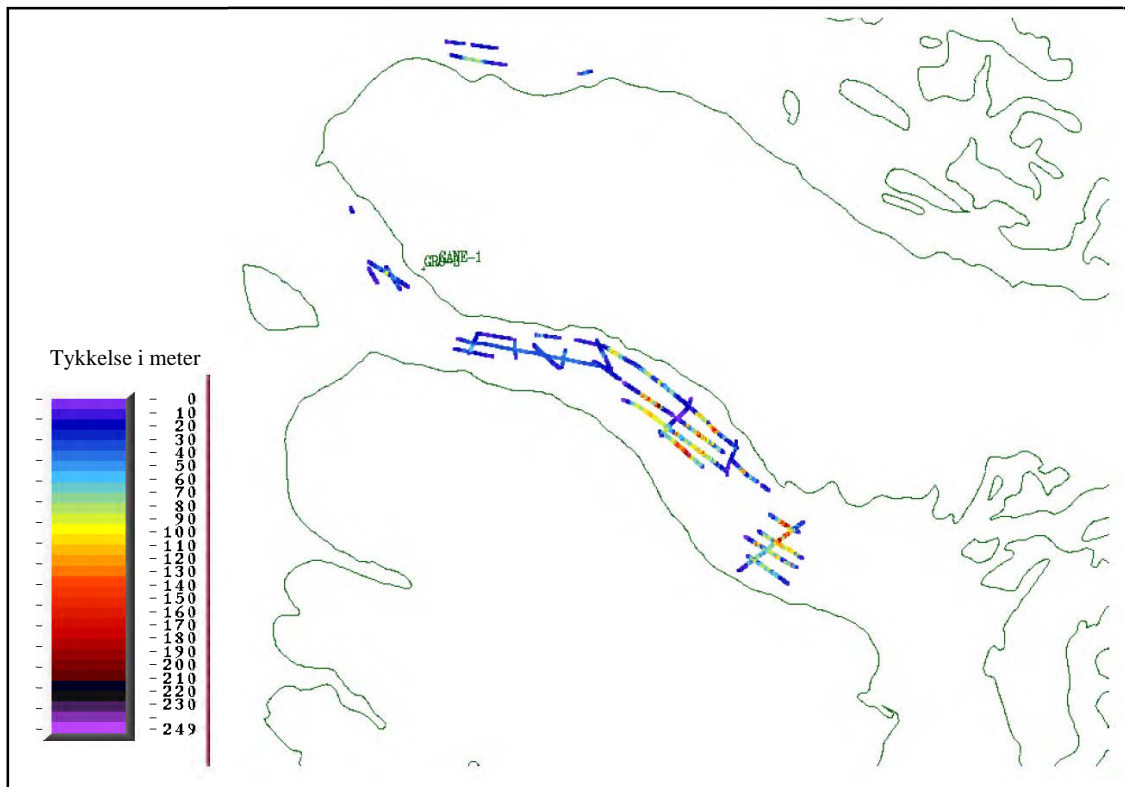


Figur 25. *Et stort blokfald udløser en støvsky. På det meste af en solrig dag vil der til stadighed hvirvles støv op af sådanne blokfald, hvilket giver indtryk af at fjeldet konstant 'ryger'.*



Figur 26. *En ny sø blev dannet i 143 m's højde. Søen er blevet opdæmmet af en muddertunge, som er kastet ud til siden, da stenlavinen ramlede ned i sit leje ved foden af skredet.*

Undersøgelser af submarine skred

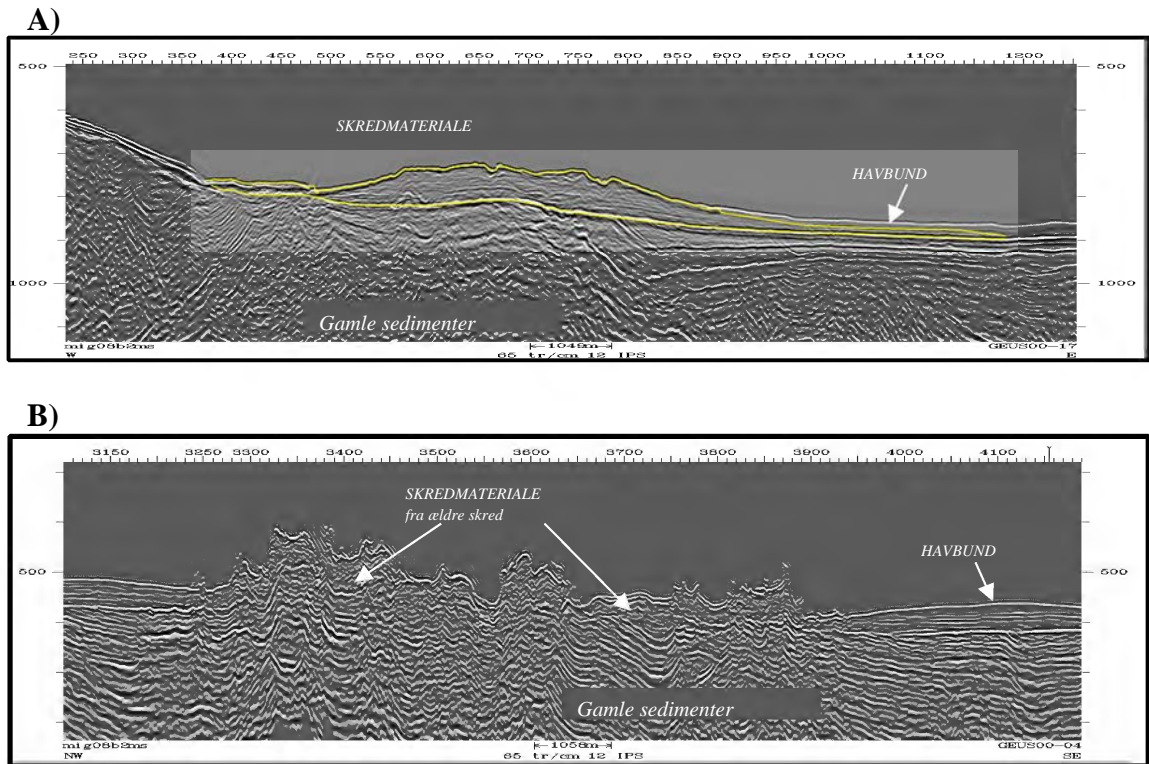


Figur 27. Kort over udbredelsen og tykkelsen af gamle skredmasser tolket ud fra seismiske data. Størsteparten af skredmasserne er kommet fra Nuussuaqs sydkyst, men der er også sket skred fra nordkysterne af både Nuussuaq og Disko. Skredmasserne er generelt 10-50 m tykke, men når enkelte steder op på over 200 m.

I forbindelse med sommerens feltarbejde indsamlede vi fra 'Porsild' et antal ekkolodsprofiler ud for skredområdet ved Paatuut (Fig. 29). Vi har kortlagt havbunden ved brug af de seismiske linier og de nye ekkolodsprofiler (Fig. 27, 28 og 29). Kortet viser at havbunden falder stejlt tæt ud fra kysten. Den meget ujævne havbund tyder på at der er en del skredmateriale i området. På 3D figuren (Fig. 29) kan vi se, at materialet må være kommet ned ad den stejle havbundsskrænt ud for kysten, og således fra området med skred på land. En af de nye ekkolodslinier er lagt tæt på den nærmeste seismiske linie fra før skredet. Vi håbede at kunne se forskel på før og efter skredet i november, men måtte konstatere at skredet ikke var nået de 3½ km ud i havet. Vi har således ikke 'før og efter' data tilstrækkeligt tæt ind under kysten til at kunne skille materialet i det nye fra de ældre skred.

Vi kan konkludere at selv om skredet i november er meget stort set i et historisk perspektiv, må der tidligere være sket endnu større skred. Ved at kortlægge de gamle skred ud fra de seismiske data kan vi se at visse skred er løbet næsten hele vejen tværs over Vaigattet. Vi kan ikke ud fra det (i denne sammenhæng) sparsomme net af seismiske linier beregne mængden af skredmateriale, men kan dog se, at der er store mængder sammenlignet med novemberskredet ved Paatuut.

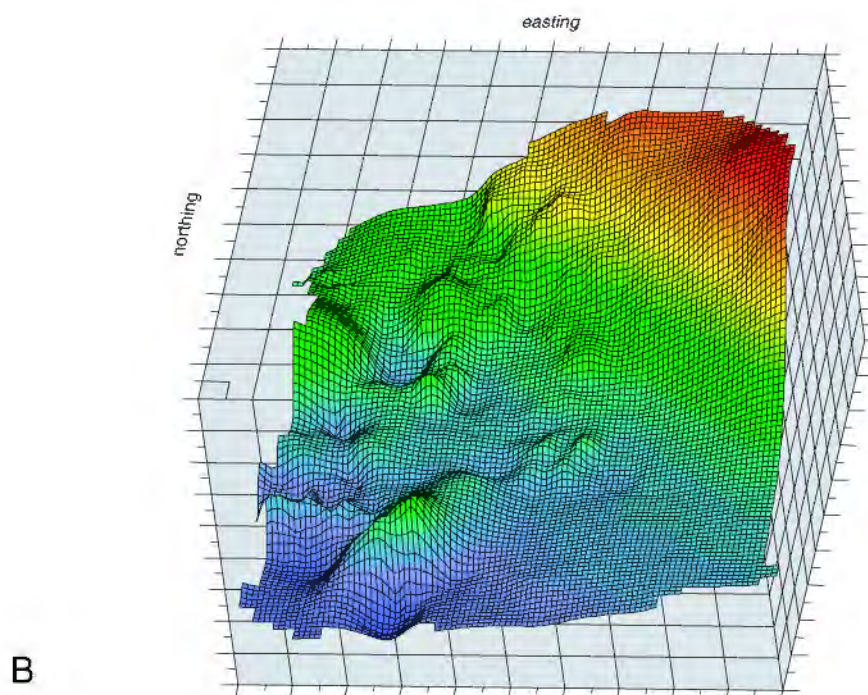
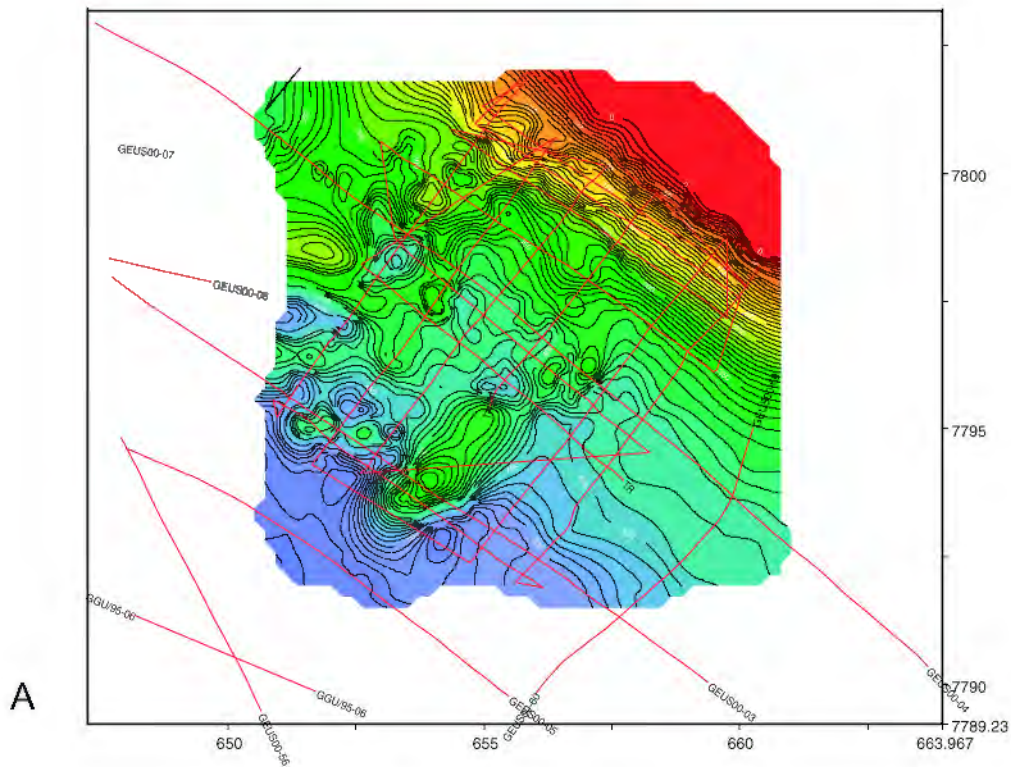
Vi har kunnet konstatere at novemberskredet nåede havet og fortsatte videre ud over den meget stejle havbundsskrænt. Vi mener at den stejle havbundsskrænt er en medvirkende årsag til at der blev dannet en stor flodbølge i og med at skredet fortsatte under vand. Ønsker man at efterprøve denne teori, bør man kortlægge havbunden i detaljer tæt ind under kysten ud for både dette og andre kendte historiske skred. Til en undersøgelse af det skredmateriale der ender i havet, er der brug for både 3D ekkolods data og sidescan data for at vurdere topografi og materialeforskelle, samt seismiske data med en langt bedre detaljegråd end de eksisterende data for at kunne vurdere mængden af skredmateriale.



Figur 28. På et seismisk profil vises to-vejs-løbetider af lyd. Disse kan omregnes til dybder ved hjælp af lyd hastigheden i henholdsvis vand og sediment. Det er ikke muligt ud fra de seismiske data at vurdere om der er tale om et stort eller flere mindre skred på samme position.

A) Denne seismiske linie viser havbunden ud for nordvestkysten af Nuussuaq. Oven på de gamle sedimenter ses en ophobning af kaotisk aflejret materiale, markeret med de gule streger. Dette tolker vi som resterne af et gammelt skred, der er nået langt ud i havet. På land ses en stor udskredet blok.

B) Denne seismiske linie løber på langs af Vaigattet 3½ km fra kysten ved Paatuut og viser havbunden som den så ud før skredet i november. Resterne af gamle skredmasser ses som kaotiske aflejringer. Det er altså ikke første gang at skred ved Paatuut nåede ud i havet.



Figur 29. A) Havbunden ud for Paatuut kortlagt ved brug af ekkolodprofiler samt enkelte seismiske linier. Røde streger vise lokalisering af profilinier. De tætte konturlinier ind mod kysten viser at havbunden står meget stejlt. Det urolige kurvebillede længere ude tyder på ophobning af skredmateriale på dybere vand, sandsynligvis både fra gamle og sidste skred i november. **B)** En 3-D præsentation af data fra A. Bemærk at man her kan se at materialet er skredet ned over den stejle havbundsskrænt. Stud. scient. Peter Gelting har stået for indsamling af ekkolod-data optaget af 'Porsild' under Geologisk Instituts (KU) hovedfagskursus juli 2001 ved Arktisk Station.

Undersøiske skred er for tiden genstand for en del opmærksomhed. Skreddet ved Paatuut er i denne sammenhæng unikt. Vi ved hvornår det skete – alder af undersøiske skred er ofte svært at vurdere. Vurderingen ud fra de fotogrammetriske opmålinger viser at ca. 30 mill. m³ endte ude på havbunden. En detaljeret opmåling af den undersøiske del af Paatuut-skreddet vil kunne danne en vigtig reference for forskning i undersøiske skred.

Ødelæggelserne i Qullissat

I forbindelse med et feltkursus besøgte geologer fra Københavns Universitet Qullissat i juli 2001. Politiets første beskrivelser af ødelæggelserne kunne bekræftes: Flodbølgen er nået ca. 250 m ind i land og op i ca. 30 m's højde. Zonen i en afstand af 100 m fra kysten er totalt raseret. Grænsen for flodbølgens udbredelse markeres af opskyllet tømmer og andre genstande i store mængder. Billederne i Fig. 30 – 33 illustrerer ødelæggelsernes omfang. Fig. 31 viser Qullissat for 16 år siden som kan sammenlignes med situationen i dag (2001) på Fig. 32. Der har været tale om enorme kræfter.



Figur 30. Hus væltet af flodbølgen i november 2000. Foto juli 2001.



Figur 31. Qullisats østlige område med minetekniske bygninger og boliger for danske teknikere, foto optaget juli 1985. Bemærk pilen som peger på det tilsvarende hus som ses på Fig. 32.



Figur 32. Det grønne hus som det står efterladt tilbage i juli 2001



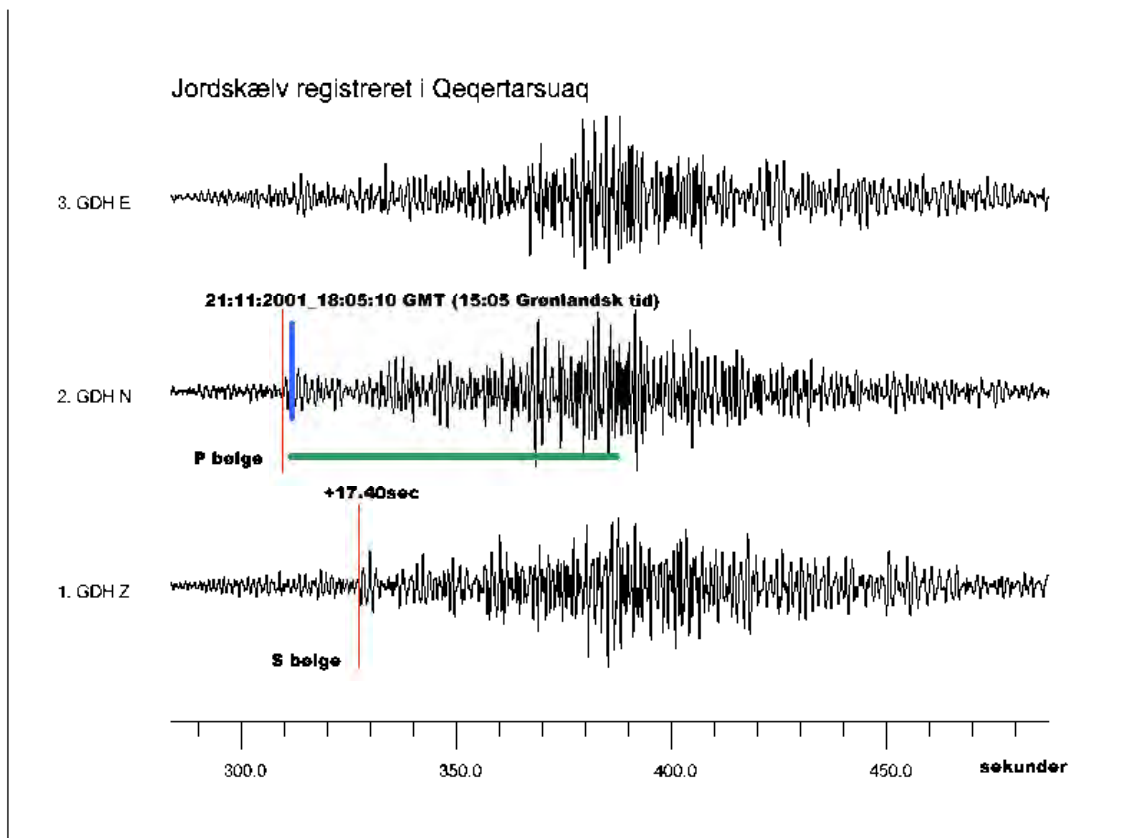
Figur 33. *Qullissat juli 2001. Totalskadet område i den østlige del af byen.*

Seismisk aktivitet og fjeldskred

I november 2001 stod et seismometer i Qeqertarsuaq som led i et forskningsprojekt. En undersøgelse af registreringerne ved skredtidspunktet viste, at der er et klart seismisk signal kl. 18:05:10 (15:05:10 lokal tid) (Fig. 34). Da befolkningen i Saqqaq fortæller at flodbølgen ankom til Saqqaq ca. 15:15 er det oplagt at det seismiske signal er forbundet med skredet. Spørgsmålet opstod derefter om det var selve skredet der var årsag til signalet eller om der var en udløsende hændelse. En undersøgelse af andre stationer i Grønland og Canada viste signaler i Nuuk, Upernavik og Alert (Canada) (Fig. 35). Vi har ud fra en simpel jordmodel lavet en beregning af hvor lang tid det tager for seismisk energi at udbrede sig fra Paatuut til stationerne. Tabel 1 viser de beregnede løbetider fra en hændelse ved Paatuut. Den faktiske tid for hændelsen er ikke kendt. Vi har derfor aflæst en ankomsttid for P-bølgen (trykbølgen) på GDH (Qeqertarsuaq), og ud fra den beregnet en tid for hændelsen (18:04:17.5 GMT/15:04:17.5 lokaltid). Alle øvrige beregnede løbetider er afmærket på Fig. 34 og 35. På GDH (Fig. 34) har vi aflæst en opvoksende P fase, og når vi efterfølgende afsætter den beregnede tid for ankomsten af S-bølgen (forskydningsbølgen) og Lg (overfladebølgen). Faserne, der er sammenfaldende ved denne afstand, kan vi konstatere at det passer med ankomster i data. Efterfølgende ses en kraftigere ankomst, som ikke kan være dannet ved Paatuut samtidigt med P og S/Lg faserne. Den har sit største udslag ca. 75 sekunder efter den beregnede Lg fase. På Fig. 35 kan vi se, at på UPN (Upernavik) og ALE (Alert) ankommer der et signal ved den beregnede tid for Lg fasen, og også her sker der en efterfølgende ankomst ca. 75 sekunder senere. På NUK (Nuuk) ses

der ingen energi ved den beregnede ankomsttid for Lg fasen, men dog er den efterfølgende ankomst ca. 75 sekunder efter.

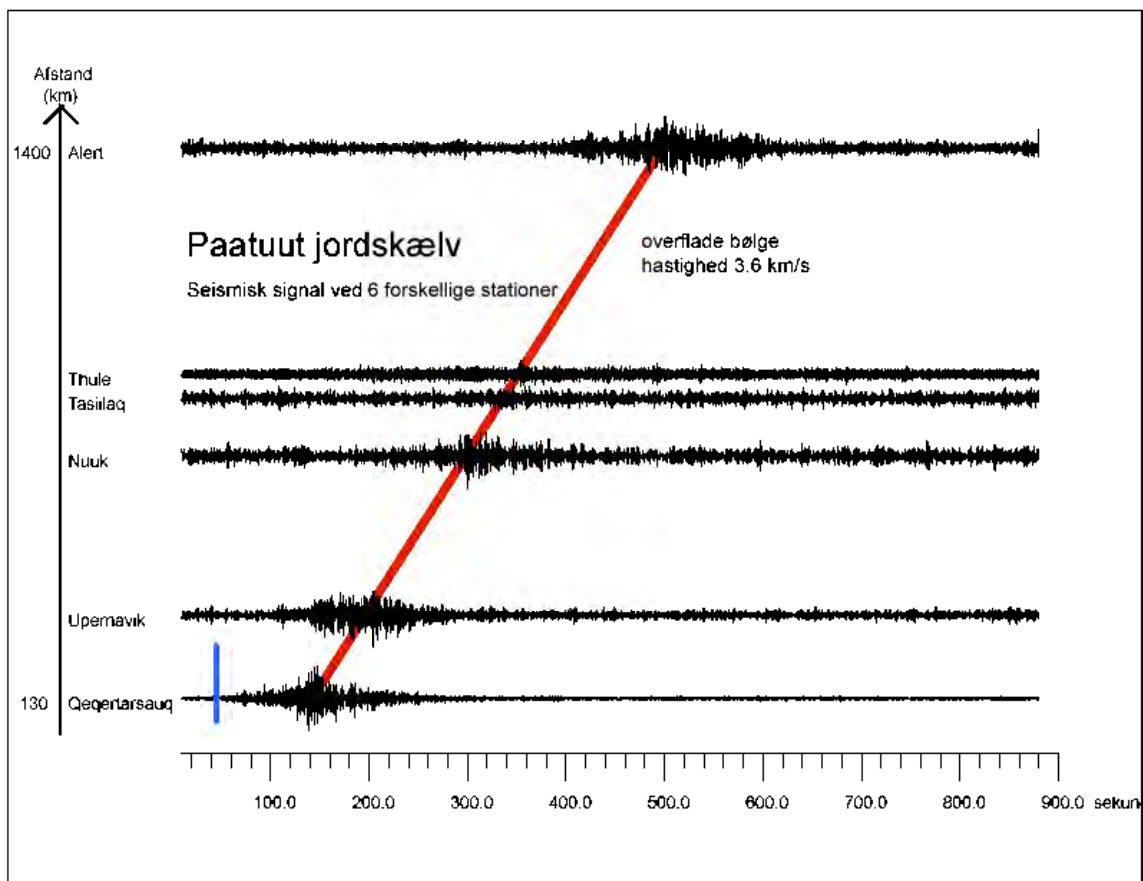
Vi tolker de seismiske signaler som følger: kl. 18:04:17.5 er der en seismisk hændelse ved Paatuut i forbindelse med bruddet af basalt masserne fra bagvæggen af skredet. Det er det vi ser som P og S/Lg ankomsterne i GDH. Det signalerer udløsningen af skredet. Det efterfølgende kraftigere signal mener vi er en overfladebølge dannet af det meget hurtige nedfald af stenmasserne fra brudfladen til kysten og ud i Vaigattet. Denne hændelse er estimeret til 2.3 på Richter skalaen ud fra data fra NUK. Da tidsforskellen mellem den første hændelse og den efterfølgende er konstant ved voksende afstand fra Paatuut, tyder det på at der er genereret to signaler ved Paatuut med ca. 75 sekunders mellemrum.



Figur 34. Data fra den seismiske station i Qeqertarsuaq (GDH). Der er vist tre komponenter; vertikal Z, nord-syd N og øst-vest E. Data er filteret 0.5 –2.0 s. Den blå streg viser vores valg af P-bølgens ankomsttid, og den røde streg de derfra afsatte tider for hhv. tiden for hændelsen og ankomsttiden for S/Lg signalet. Den grønne streg er 75 s. lang og markeretidsforskellen mellem overfladebølgen genereret af den første hændelse og den efterfølgende, større hændelse.

Ud fra denne tolkning har vi observeret det første skridt i skreddet som en seismiske hændelse, dvs. der har været en rystelse ved Paatuut. Det næste spørgsmål er så, hvad årsagen til denne rysten er. Der er flere muligheder.

1. Et tektonisk betinget jordskælv, hvilket vi dog anser for usandsynligt, idet signalerne på GDH for denne første hændelse er meget svage og ikke karakteriske for tektonisk udløste jordskælv. P ankomsten er svag, og vokser langsomt op.
2. En frostsprængning. Afdelingsmeteorolog Stig Rosenørn, DMI, beretter om vejret i dagene inden skreddet: 17/11 var det koldt (-10) og hård vind fra NØ. 18-19/11 var der en varm føhnvind fra SØ og 5-6 graders varme. Den 20/11 slår vejret igen om i frost, og d. 20 og 21/11 er der svage vinde og 2-3 graders frost, med snebyger. En mulig forklaring kan da være, at den varme føhnvind d. 18-19/11 har smeltet sne og is i skredområdet. Når det slår om i frost igen d. 20/11 fryser væden atter, og i et ustabil område sker en frostsprængning, som udløser skreddet. Det er i så fald denne frostsprængning vi observerer på GDH som den svage P og S/Lg ankomst.



Figur 35. Øst-vest GDH E-komponenten fra stationerne i Qeqertarsuaq (GDH), Upernavik (UPN), Nuuk (NUK) og Alert (ALE). Data er filtreret 0.5–2.0 s. Afstanden mellem data fra stationerne er bestemt af deres afstand fra Paatuut. Den blå streg viser vores valg af P-ankomst tid på GDH, og den røde streg er baseret på de afsatte tider fra beregningen i tabel 1. Tidsforskellen mellem den beregnede tid for Lg fasen fra den første hændelse og den efterfølgende overfladebølge er konstant på alle stationerne.

Tabel 1.

Løbetider fra Paatuut (70 15'N 52 45'W)

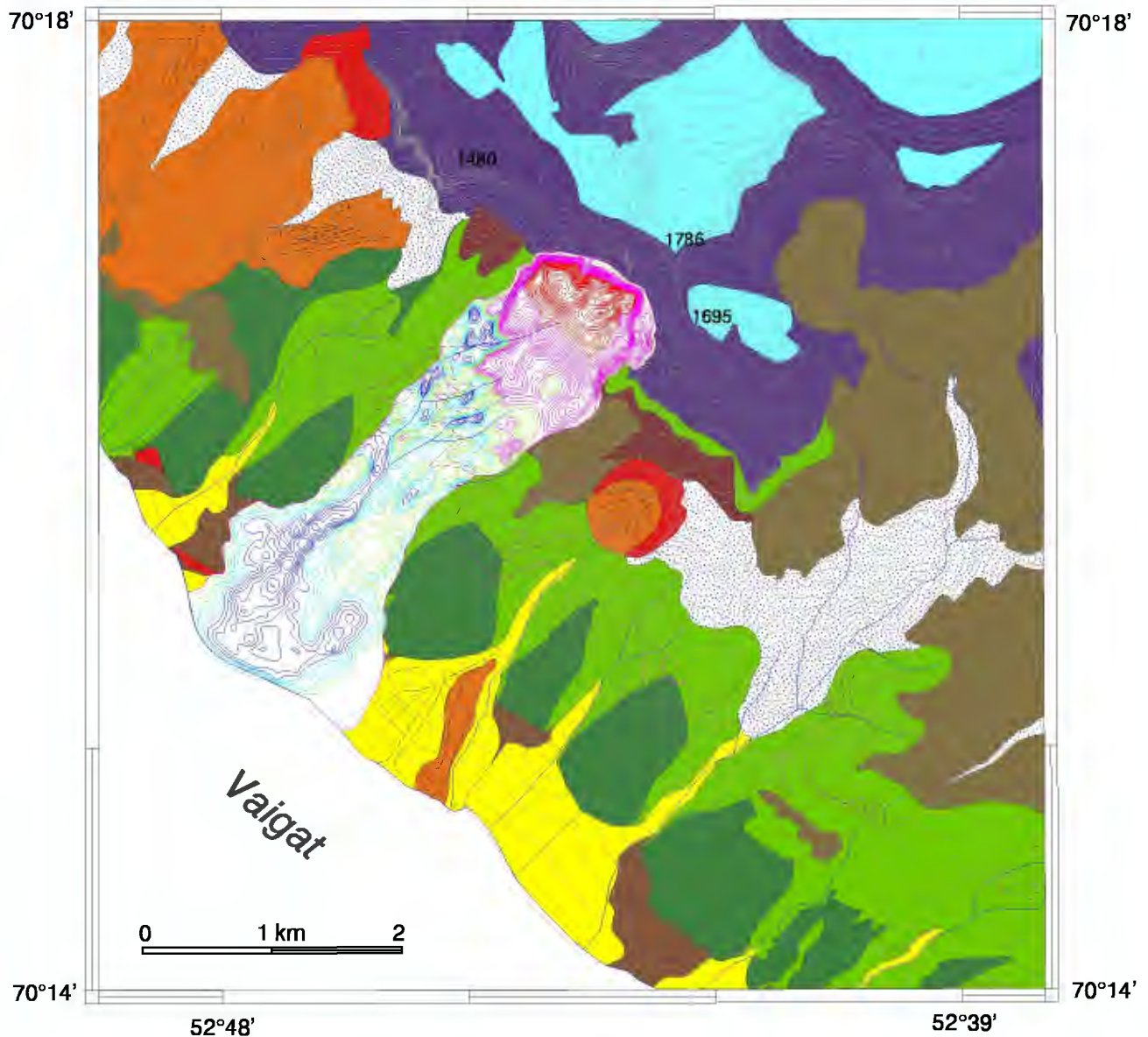
station	Delta (km)	Azimuth (°)	fase	beregnet løbetid(s)
gdh	115.6	195.5	p	18.64
gdh	115.6	195.5	s	32.25
gdh	115.6	195.5	lg	32.37
upn	307.2	338.6	s	77.96
upn	307.2	338.6	lg	86.05
nuk	678.1	175.8	lg	189.95
ale	1386.5	354.2	lg	388.37

jord	model
hast	dybde
6.200	0.000
6.200	36.000
8.200	36.000
8.500	80.000

Løbetider beregnet af Søren Gregersen, KMS

Terrænmodel og masseberegning

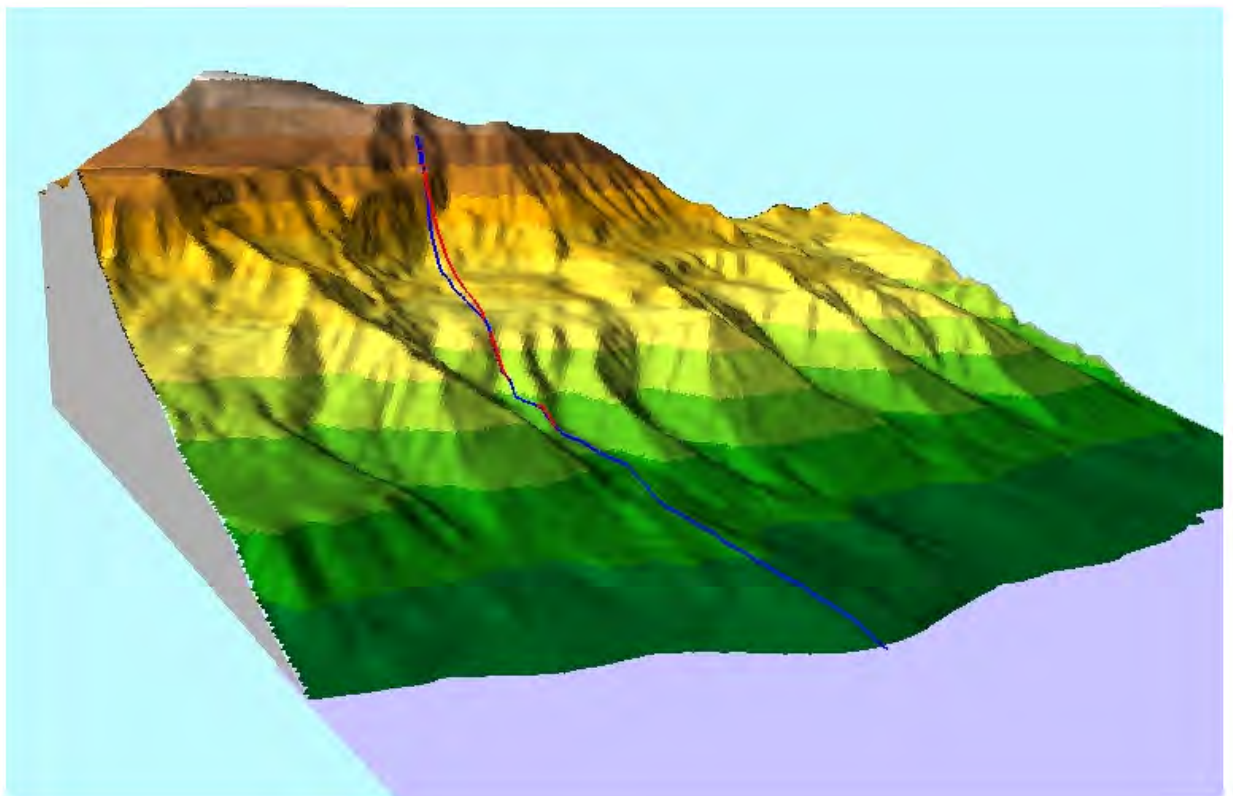
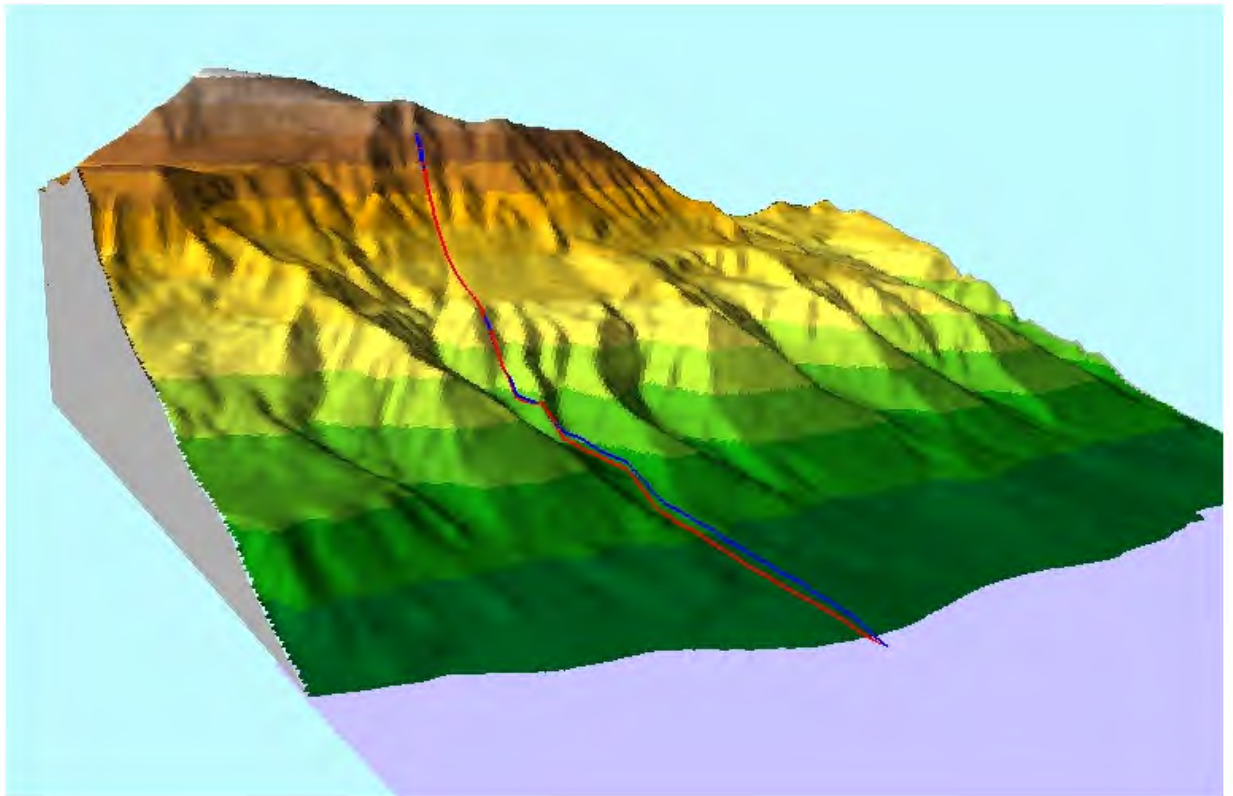
Ud fra sammenstillingen af den fotogrammetriske udtegnings af terrænet fra flyfoto optaget 1985 og de stereoskopiske flyfotooptagelser optaget i juli måned er der udfærdiget en terrænmodel, som viser mængden af materiale involveret i fjeldskredet. I Fig. 36 er skredområdet indtegnet.



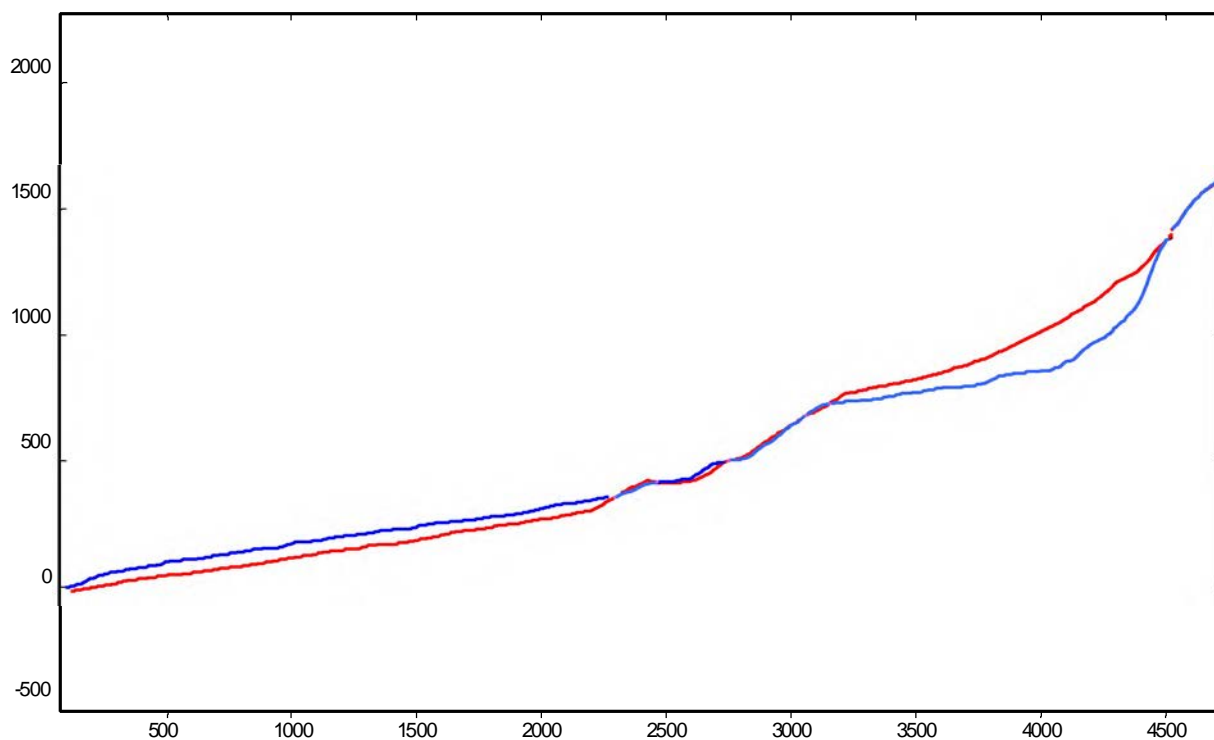
Figur 36. Detailbillede af det geomorfologiske kort over Paatuut. Fjeldskredet er her indtegnet, sammenlign med Fig. 7. Legende som i Figs 7 og 37.



Figur 37. Kurveudtegning af fjeldskredet med angivelse hvor materialet er blevet eroderet bort og hvor det er blevet tillagt. 90 mill. m³ er eroderet bort ved toppen af skredet, 60 mill. m³ er blevet aflejret ved foden, og 30 mill. m³ er forsvundet som submarint skred.



Figur 38. To blokdiagrammer der viser terrænet i 1985 (øverst) og i 2001 (nederst). Profil-linier som er vist skematisk i Fig. 39 er her vist med rødt og blåt.



Figur 39. Profillinie ned over fjeldskredet fra toppen af skredet til højre, hvor der sker erosion, til foden af skredet mod venstre, hvor der er sket pålejring. Beliggenheden af profillinien er angivet i blokdiagrammerne i Fig. 38.

Fig. 37 viser positive og negative masseflytninger. Beregningerne af masser er foretaget ved hjælp af ARC VIEW af Frants v. Platen, GEUS, på basis af den stereogrammetriske udtegning. Ved toppen af skredet er der sket en erosion på ca. 90 mill. m³, ved foden af skredet er aflejret 60 mill. m³, og 30 mill. m³ anses for at være forsvundet som submarint skred. Blokdiagrammerne i Fig. 38 viser denne ændring som skematisk er fremstillet i profiltværsnittet af overfladens beliggenhed i Fig. 39.

Vurdering af skredrisiko i Disko–Nuussuaq–Svartenhuk området

Store områder på Disko, Nuussuaq og Svartenhuk Halvø er præget af fjeldskred, og disse kan nå ud i havet og evt. forårsage flodbølger mange steder, som vist i Fig. 4. Imidlertid er risikoen ikke lige stor alle steder.

Områder med forholdsvis lav risiko

Fjeldene i skredområderne på Svartenhuk Halvø er hverken særligt høje eller særligt stejle, og risikoen for katastrofale skred og flodbølger er derfor ringe.

Nuussuaqs sydkyst sydøst for Paatuut er ligeledes mindre høj og stejl, og basallagene er tynde og ligger ret langt tilbagetrukket fra havet. Risikoen i dette område er derfor også ringe.

Områder med moderat risiko

Nordkysterne af Disko og Nuussuaq har en vis skredrisiko. I Niaqornat-området sker skreddene fra forholdsvis lav højde og synes ikke at forvolde katastrofer. Der er dog rapporter om husskader ved stenfald, og Pulvertaft (1979) anbefalede at der ikke bygges huse nærmere fjeldsiden og ikke vest for bygden. I andre områder på nordkysterne synes skredmasserne overvejende at bevæge sig langsomt, og f.eks. på Diskos nordkyst findes mange ganske langsomt nedadflydende stengletschere.

Område med høj risiko

En strækning på 50 km langs Nuussuaqs sydkyst fra Paatuut i sydøst til Nuusap Qaqqarsua i nordvest (markeret med rødt i Fig. 4) må betegnes som havende høj risiko for fjeldskred med påfølgende flodbølger. Årsagen er en kombination af meget stejle fjeldsider lige ud mod havet og en meget aktiv erosion, hvorved store mængder af løsmasser er afsat på højt niveau med en gradient, der kan nærme sig stabilitetsgrænsen.

Mellem Paatuut og Nuuk Qiterleq er opmålt 10 større skred fra før 1985 (Fig. 6), hvoraf dog kun to med sikkerhed har nået havet. Mellem Nuuk Qiterleq og Nuusap Qaqqarsua er på flyfotografier optalt syv større skred, hvoraf ét meget stort vest for Nuuk Killeq har nået havet og stadig danner en tunge ud fra kysten. Inklusive de tre skred ved Paatuut 1988-2000 giver dette 20 større skred, hvoraf fire store er nået ud i havet. Da tidsperioden for disse skred er ca 3000 år er hyppigheden af større skred der når havet således minimum 1–2 skred per 1000 år. Ikke desto mindre har to af de fire skred fundet sted inden for de sidste 50 år (1952 og 2000). Det er imidlertid klart, at jo ældre skreddene er, jo sværere er det at afgøre om de nåede kysten, idet kysterrosion og floderosion har omlejret og fjernet dele af skreddene.

En anden type overvejelser man kan gøre, er følgende. Qullissat blev anlagt i 1924, og bortset fra skredet i 1952 som voldte begrænset materiel skade men ét dødsfald, har byen altså ligget uskadt i 76 år. Ved Asuk ca. 15 km nordvest for Qullissat har flodbølgen i 2000 beskadiget grave i kystklinten som er adskillige hundrede år gamle. Gravene var i forvejen beskadiget ved nedskred (eller måske tidligere flodbølge?), men de nye ødelæg-

gelseser er omfattende. En flodbølge som den i 2000 har altså ikke været dannet i mange hundrede år og er således en virkelig usædvanlig hændelse.

Forudsigelser?

På trods af en statistisk hyppighed på 1–2 store skred ud i havet per 1000 år på Nuussuaqs sydkyst er der i løbet af kun 48 år indtruffet to. Dette illustrerer vanskeligheden ved at anvende den statistiske hyppighed til risikovurdering!

De to skred i 1952 og 2000 viser nogle fælles træk. I begge tilfælde er skredet startet i højtliggende løsmasser af basaltblokke aflejret over 700 m's højde med meget stejl hældning op ad en fjeldside der synes at være gennemsat af et sprækkesystem næsten parallelt med kysten. Lignende konstellationer findes flere steder på strækningen, f.eks. lige over Nuuk Killeq og over Nuuk Qiterleq. På disse steder ses ingen nye skred, men de to Nuuk'er kan muligvis bestå af meget gammelt skredmateriale dækket af solifluktion. De to næs vil kunne opfange en del skredmateriale og dermed nedsætte mængden af materiale der når ud i havet.

Det kan siges med sikkerhed at der vil komme flere skred på Nuussuaqs sydkyst, men vi har ingen muligheder for at forudsige hvor eller hvornår. Det kan heller ikke forudsiges, om skreddene er langsomme, ufarlige mudder-dominerede debrisflows eller hurtige, farlige blokdominerede grainflows. Men der kan udpeges områder, hvor hurtige, farlige skred vil være det sandsynligste.

Risikoens størrelse og art

Hverdagsrisikoen under transport, jagt, fangst og fiskeri i Disko Bugt området fører jævnligt til dødsulykker. I sammenligning hermed må risikoen for dødsfald i forbindelse med fjeldskred og flodbølger betegnes som overordentlig lille. Risikoen for materielle skader er minimeret af at Vaigatkysterne er ubeboede. Dog anvendes Qullissat til sommerhusområde, og der er fangsthytter flere steder.

Skibe på isfrit hav vil ikke være i fare under en flodbølge *medmindre* de er nær ved kysten; det var på denne måde dødsfaldet i 1952 indtraf. Fangsthytter, mennesker, hunde og materiel på land nær kysten vil være i fare for bortskylning. Hvis et stort skred sker mens Vaigattet er islagt, vil isen virke stærkt dæmpende på en evt. flodbølge, men isen vil blive brudt op over store områder og slædekørsel umuliggjort i lang tid. Slæder på isen i skredøjeblikket vil være i alvorlig fare. Størrelsen af denne risiko skal stadigvæk sammenlignes med risikoen under ophold i området, sejllads og slædekørsel på isen i almindelighed og må betegnes som yderst ringe.

Anbefalinger til myndighederne

På basis af ovenstående gennemgang af skredrisici anbefaler vi følgende:

Qullissat

Ingen huse inden for den ødelagte zone genopbygges. Overnatning i telt inden for zonen kan stadig finde sted. Byen anvendes som sommerhusområde, men risikoen er meget lille.

Saqqaq og Qeqertaq

Ingen huse bygges tæt ved havniveau. Dette er i forvejen ikke tilfældet, da beboerne udmærket kender virkningen af kæntrende isbjerge i nærheden.

Andre steder

Bortskyllede fangsthytter genopføres. Fordelen ved den beskyttelse de giver under fangsture, mere end opvejer den meget lille risiko.

Generelt

Befolkningen bør informeres grundigt for at fjerne ubegrundet frygt og fremme en realistisk opfattelse af størrelsen og arten af risikoen ved kommende fjeldskred.

Anbefalinger af videregående arbejde

På baggrund af rapportens arbejder anbefaler vi følgende:

1. at de maringeologiske undersøgelser i Vaigat udbygges for at øge vores forståelse af de submarine skreds dynamik.
2. Ved toppen af Paatuut skreddet vil det være af stor vigtighed at undersøge relationen mellem den østlige side af skredfladen og den mod SØ strygende forkastningszone. Oven for skreddet og langs med den stejle basaltvæg vil undersøgelse af sprækkedannelser være en vigtig indsats. Vi har i samme forbindelse behov for at forbedre den geometriske udtegning af skredområdet ved optagelse af stereofoto i flere skalaer. Vi er stadig op mod nogle unøjagtigheder som bør elimineres i de fremtidige stereomodeludtegninger.
3. En mere detaljeret geomorfologisk kortlægning og analyse af sydkysten af Nuussuaq hvor skredrisikoen er størst. Analysen bør omfatte kortlægning af sprækkesystemerne på stejlvæggen og af højtliggende basalt-urs hældninger koblet med måling af afstanden fra muligt nedfaldssted til kysten.
4. Studier af permafrostens udbredelse og virkning i området. Permafrosten, og specielt ændringer i dennes udbredelse, synes sammen med påvirkningen af tø og jordfrost at have en afgørende indflydelse på udløsningen af skred.

Konklusion

Fjeldskredet ved Paatuut havde karakter af en lavine.

Fjeldskredet medførte at en flodbølge blev skabt, som havde en ødelæggende effekt på kystområdet langs Vaigat.

Fjeldskredet udløstes sandsynligvis af frostsprængninger i sprækker oppe i fjeldet i 1000–1400 meters højde.

Omkring 90 mill. m³ fjeld og højtliggende basalt-ur skred ned over fjeldet med en hastighed på op til 6 m i sekundet. Lavinen varede i omkring 4 minutter, hvor sten og blokke i en kaotisk masse strømmede ud mod kysten.

En ny aflejringskegle blev opbygget og ca. en trediedel af denne kegle fortsatte som et submarint skred.

Selv om skredet var meget omfattende og selv om der kendes mange skred i området, anses risikoen for katastrofale skred ikke for at være stor.

Selv om hyppigheden af skred på Nuussuaqs sydkyst er den største i Grønland har der kun været to større hændelser inden for de sidste hundrede år.

Sammenhængen mellem flodbølgen og fjeldskredet ved Paatuut er et af de bedst dokumenterede eksempler på hændelser af denne art, og det forventes at undersøgelsen vil tiltrække sig stor videnskabelig opmærksomhed.

Referencer

- Boassen, E. 1953: Nûgssarme kákap sisôrnerssua. Avangnâmiok **1953**(1), 22-23.
- Henderson, G. 1969: Oil and gas prospects in the Cretaceous-Tertiary basin of West Greenland. Rapport Grønlands Geologiske Undersøgelse **22**, 63 pp.
- Hsü, K.J. 1975: Catastrophic debris streams (Struzstroms) generated by rockfalls. Geological Society of America Bulletin, 86, 129-140.
- Keefer, D.K. 1999: Earthquake-induced landslides and their effects on alluvial fans. Journal of Sedimentary Research, 69, 84-104.
- Lowe, D.R. 1976: Grain flow and grain flow deposits. Journal of Sedimentary Petrology, 46, 188-199.
- Marcussen, C., Lykke Andersen, H. Chalmers, J.A., Rasmussen, R., Trinhammer, P. & Hansen, E. 2001: Seismic acquisition in the offshore part of the Nuussuaq basin during summer 2000. Cruise report. Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse Rapport **2001/18**, 65 pp.
- Middleton, G.V. & Hampton, M.A. 1976: Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. *In*: D.J.Stanley & D.J.P.Swift (eds) Marine sediment transport and environmental management. John Wiley & Sons, 197-218.
- Pulvertaft, T.C.R. 1979: Stenfald og fjeldskred ved Niakornat, Umanak Kommune, Vest-Grønland. Rapport til Umanak Kommune. Institut for Almen Geologi, Københavns Universitet, 12 pp.
- Rosenkrantz, A. 1967: Bjørnefælden ved Nûgssuaq og nordboernes Eysunes i geologisk belysning. Tidsskriftet Grønland **1967**(12), 377-384.
- Steenstrup, K.J.V. 1900: Beretning om en Undersøgelsesrejse til Øen Disko i sommeren 1898. Meddelelser om Grønland **24**(3), 249-306 (citat p. 280-281).
- Stow, D.A.V., Reading, H.G. & Collinson, J.D. 1996: Deep seas. *In*: H.G.Reading (Ed.) Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy, Blackwell Science, 395-453.

Figurliste

Figur 1. Fjeldskreddets aflejringskegle ved Paatuut set fra helikopter den 22. november 2000	4
Figur 2. Fjeldskreddet set fra oven under politiets rekognoscering ved Paatuut..	5
Figur 3. Toppen af fjeldskreddet fotograferet fra helikopter.....	5
Figur 4. Geologisk kort over de skredudsatte områder på vestkysten af Grønland.	7
Figur 5. K.J.V. Steenstrups beskrivelse af skred på nordkysten af Disko i 1870.	9
Figur 6. Flyfoto optaget juli 1953 fra sydkysten af Nuussuaq.....	11
Figur 7. Geomorfologisk - geologisk kort over skredområdet ved Paatuut.	13
Figur 8. Fjeldsiden ved Paatuut fotograferet juli 1988 fra helikopter	14
Figur 9. De seismiske linier brugt ved kortlægningen af gamle skredmasser på havbunden.....	15
Figur 10. Fjeldskreddet ved Paatuut optaget få dage efter det blev udløst den 21. november 2001.....	17
Figur 11. Toppen og foden af Paatuut fjeldskred fotograferet fra helikopter juli 2001.	18
Figur 12. De to stejlvægge ved toppen af skredet skubbet ud ved hovedforsætningen.	19
Figur 13. Det tidligere glacialmorfolologiske plateau neden for hoved-escarpmentet er nu blevet omdannet til en brokmark med store klippepartier styrtet direkte ned fra fjeldsiden.	19
Figur 14. Den centrale del af skredet hvor Atane Formationen.....	20
Figur 15. Pålejrings af materialet op langs de bestående dalsider	20
Figur 16. Søjler af sandsten står upårvirket af fjeldskreddet i den øverste del af Atane Formationen..	21
Figur 17. Det er dog ikke alle sandstenssøjlerne som fik lov at blive stående.	21
Figur 18. Udsigt over aflejringskeglen ved foden af skred.....	22
Figur 19. Megablokke af basalt ligger som store kugler	22
Figur 20. En ryg af et grainflow efterladt midt i grøften som har været den centrale transportvej for lavinen ned over fjeldet ud mod havet.	23
Figur 21. Et eksempel på en af de største blokke som er "trillet" ud til kysten..	23
Figur 22. Kyst-escarpmentet set fra land..	24
Figur 23. Kyst-escarpmentet set fra havsiden..	24
Figur 24. Eksempel på frosthøje ved foden af fjeldskreddet.....	27
Figur 25. Et stort blokfald udløser en støvsky..	28
Figur 26. En ny sø blev dannet i 143 m's højde.....	28
Figur 27. Kort over udbredelsen og tykkelsen af gamle skredmasser tolket ud fra seismiske data.....	29
Figur 28. På et seismisk profil vises to-vejs-løbetider af lyd.....	30
Figur 29. A) Havbunden ud for Paatuut kortlagt ved brug af ekkolodprofiler samt enkelte seismiske linie. Røde streger vise lokalisering af profillinier.....	31
Figur 30. Hus væltet af flodbølgen fotograferet juli 2001.12.09.....	32
Figur 31. Qullissats østlige område med minetekniske bygninger og boliger for danske teknikere, foto optaget juli 1985.	33
Figur 32. Det grønne hus som det står efterladt tilbage i juli 2001	33
Figur 33. Qullissat juli 2001. Totalskadet område i den østlige del af byen.	34
Figur 34. Data fra den seismiske station in Qeqertarsuaq (GDH).	35
Figur 35. Øst-vest E komponenten fra stationerne i Qeqertarsuaq (GDH), Upernavik (UPN), Nuuk (NUK) og Alert (ALE).....	36
Figur 36. Detailbillede af det geomorfologiske kort over Paatuut.....	38
Figur 37. Kurveudtegnning af fjeldskreddet.....	39
Figur 38. To blokdiagrammer der viser terrænet i 1985 (øverst) og i 2001 (nederst).	40
Figur 39. Profillinie ned over fjeldskreddet fra toppen af skred til højre,.....	41