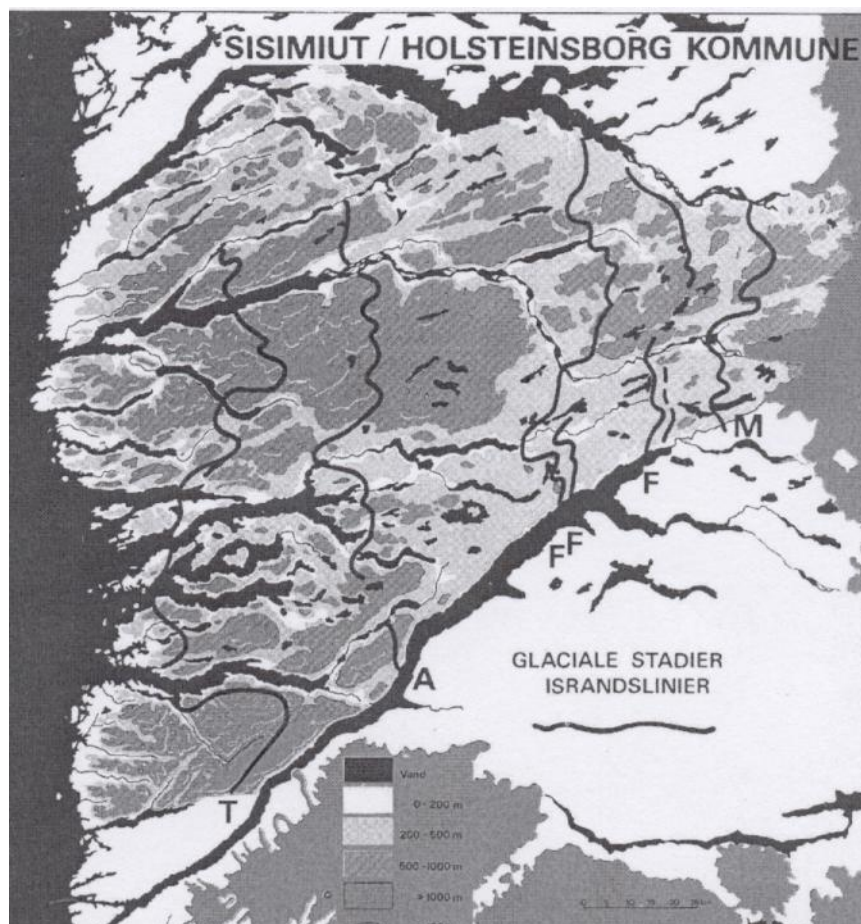


Kvartærgeologien i Kangerlussuaqområdet:

N. Tvis Knudsen, Geologisk Institut

For omkring 14.000 år siden begyndte Indlandsisen at smelte tilbage efter det sidste store fremstød i sidste Istid. På det tidspunkt var isens rand lokaliseret udenfor den nuværende kystlinie langs store dele af Vestgrønlands kyster. Vandstanden i verdenshavene var næsten 120 m lavere end i dag, og de store mængder is, der var ophobet, indebar, at landområderne var presset et mere ned i jordens skorpe end i dag. Man omtaler det sidste fremstød, som Sisimiut glaciationen. Spor efter fremstødet kan i dag findes udenfor kysten som moræner på kontinentalsoklen, der er dækket af havet. Man ved ikke ret meget om den første del af afsmeltningen, der fandt sted i områder, der i dag er dækket af hav. Sandsynligvis var kælving en vigtig proces for fjernelsen af isen. Der, hvor isen dækkede landoverfladen, forsvandt isen ved smeltning. Aflejringer afsat på havbunden i de ydre dele af fjordene indeholder rester af muslinger, der viser, at for 9.500 år siden var isens rand rykket ind bag den nuværende kyst, i det såkaldte Tasergat stadie, hvor man kan følge morænesystemer dannet ved isens rand og orienteret i nord-sydlig retning over længere strækninger i området mellem Sisimiut og Kangerlussuaq. I løbet af de næste 800 år smeltede isen yderligere tilbage, men for ca. 8700 år skete et mindre fremstød, der dannede nye randmoræner ca. midtvejs mellem Sisimiut og Kangerlussuaq. Placeringen af israndslinier dannet under afsmeltningen kan ses i figur 1.



Figur 1: Israndslinier i Sisimiut Kommune. Aflejringerne kan inddeles i tre grupper:

1: Tasergat (T), 9.500 år og Avatdleq (A), 8700 år. Havniveau dengang ligger nu 130-140 moh.

- 2: Fjordstadier (F), 8400-8100 år. Havniveau dengang ligger nu 90-110 moh.
- 3: Keglenstadiet (M), 7200 år: Havniveau dengang ligger nu 40-50 moh..

Den næste fase af afsmeltningen bestod overvejende af is, der smeltede bort på overfladen. Den hurtigste afsmeltning skete i de varme og tørre områder i Vestgrønland, hvor en 200 km bred brømme var smeltet fri af isen i løbet af kun 3000-4000 år. I den periode var der kortere perioder, hvor isen rykkede frem og dannede randmoræner. I Kangerlussuaq området var den indre del af fjordsystemet således frilagt for omkring 8000 år siden (Figur 1). Herefter smeltede isen meget hurtigt tilbage og nåede sandsynligvis en position mere end 10 km bagved den nuværende isrand. Hele området mellem Kangerlussuaq og randen af den nuværende Indlandsis var sandsynligvis isfrit for omkring 6000 år siden. For omkring 3000 år siden begyndte Indlandsisen igen at rykke frem og nåede mange steder et nyt maximum for mellem 100-200 år siden, hvorefter der en del steder er sket tilbagesmeltning. I området er der imidlertid dele af Indlandsisens rand, som stadig rykker frem og nu har nået den mest fremskudte position i de sidste 6000 år.

Sideløbende med isens tilbagesmeltning skete samtidig ændringer der indebar både landhævning og stigende havniveau i området. Som et resultat af, at isen smeltede, begyndte landet at hæve sig på grund af den lavere eller manglende vægt af den is, der var forsvundet. Samtidig begyndte havniveauet at stige som et resultat af højere temperaturer i verdenshavene, samt tilløb af vand fra afsmeltende gletschere over store dele af verden. Da landhævningen i området har oversteget havstigningen, kan der i dag findes marine aflejringer op til 80 m over det nuværende havniveau i Kangerlussuaq området (Figur 1). Længere ude i fjorden er landhævningen større medens den længere inde i landet, som ved Keglen, er af størrelsen 40-50 m.

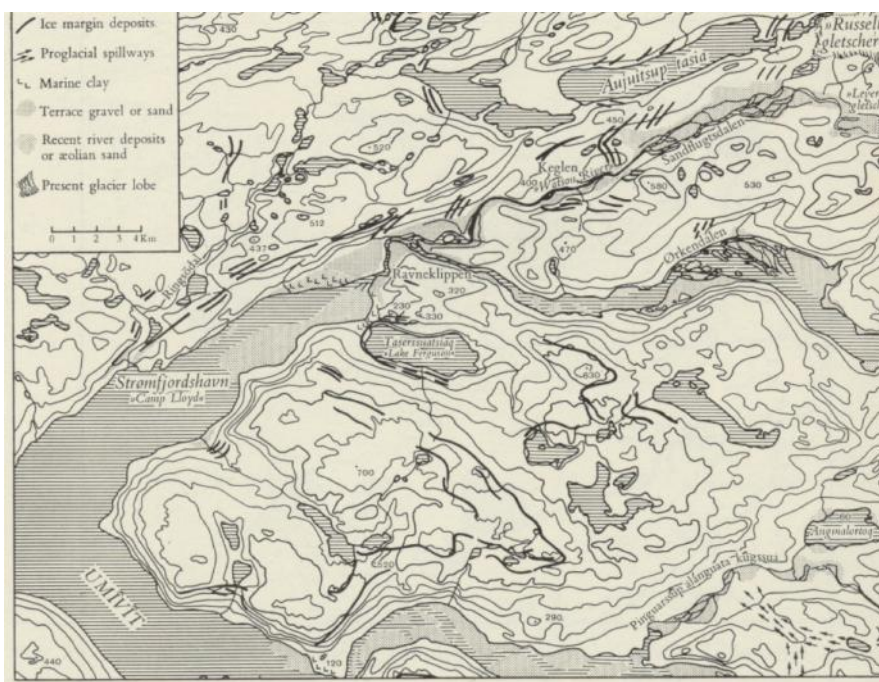
I området mellem Umiiviit- Kangerlussuaq og herfra ind til Indlandsisen opdeler man områderne med isens moræne- og smeltevandsaflejringer i 2 zoner, den ydre og den indre. I den ydre zone er



Figur 2: Med skravering er vist udbredelsen af den ”ydre zone” i området fra syd for Kangerlussuaq og nord for Isunguata Sermia. Den ydre zone varierer i bredden fra omkring 40 km mod syd til mindre end 5 km mod nord.

aflejringerne afsat parallelt med den nuværende isrand i en afstand på 5 – 40 km. I Kangerlussuaq og området syd for, når zonen en afstand på næsten 40 km fra den nuværende isrand, medens afstanden aftager til nogle få km i området nord for Isunguata Sermia (Figur 2).

I Umiiiviits indre del findes flere flade terrasser bestående af ler med mange konkretioner med skaller op til 40-50 m over nuværende havniveau. I højere niveau findes grovere (sandede og grusede materialer) dannet af materialer transporteret af smeltevand. I højder op til over 300 m findes isaflejrede moræner. Disse moræner er derfor ældre end de marine aflejringer. Den ydre zones yderste randmoræner findes ved Strømfjordshavn og i dalen op mod Kellyville. I dette område findes der foran randmorænerne relativt flade områder med fine smeltevandssedimenter i ca. 60 m over havet. De har en hældning ud mod fjorden og menes, at være dannet tæt på et havniveau, der var 0-10 m lavere, så landhævningen ligger på 50-60 m i dette område. I området omkring Kangerlussuaq findes veludviklede randmoræner rundt om den vestlige ende af Lake Ferguson (Figur 3).



Figur 3. Kort over området omkring Kangerlussuaq. På kort er indtegnet randmoræner dannet af Indlandsisen, da den dækkede og smeltede tilbage i området for 8000 – 7200 år siden.

I området ind mod Keglen findes et veludviklet terrassesystem, der er blevet udviklet i forbindelse med nedsmeltningen efter at isen stod ved den ydre zones yderste randmoræner. Disse terrasser er veludviklede og tværsnit kan nogle steder ses i skrænterne ned mod Qinguata Kuussua nord for Ravneklippen. De består nederst af marint ler med konkretioner og skaller. Det marine ler går gradvist over i smeltevandsaflejringer, der ligger fra ca. 25-35 m over havet, hvilket viser, at de er yngre end morænerne aflejret ud mod Strømfjordshavn. Smeltevandsaflejringer i området er især

afsat af smeltevandet, der strømmede væk fra isranden i Keglen stadiet (Figur 1). Senere har floderne skåret sig ned i disse terrasser, hvorved de er tilpasset det nuværende havniveau.

Den indre zone løber parallelt med den nuværende isrand i en afstand på ca. 0.5 – 10 km, men bliver dog nogle steder, hvor der har været markante islober op til 25 km bred. I området mellem Kangerlussuaq og Sandflugtsdalen findes den indre zone fra området umiddelbart øst for Keglen, hvor den markeres af et randmorænestrøg. Disse randmoræner benævnes Keglen-stadiet og de ligger i en afstand af 12-13 km fra Russells Gletscher. Længere mod nord repræsenterer morænerygge og morænematerialer omkring Aujuitsup Tasia og Isunguata Sermia den indre zone. Mellem Keglen og Kangerlussuaq er der aflejret smeltevandssedimenter i et terrasseniveau, der falder fra ca. 30 m til 15 m over Watson Rivers nuværende niveau. Et tværsnit af strækningen fra Strømfjordshavn til fronten af Russells Gletscher med angivelse af de vigtigste morænesystemer, smeltevandsterrasser og marine terrasser opstået under isens generelle tilbagesmeltning gennem de to zoner er vist på figur 4 udarbejdet af Anker Weidick i 1965.

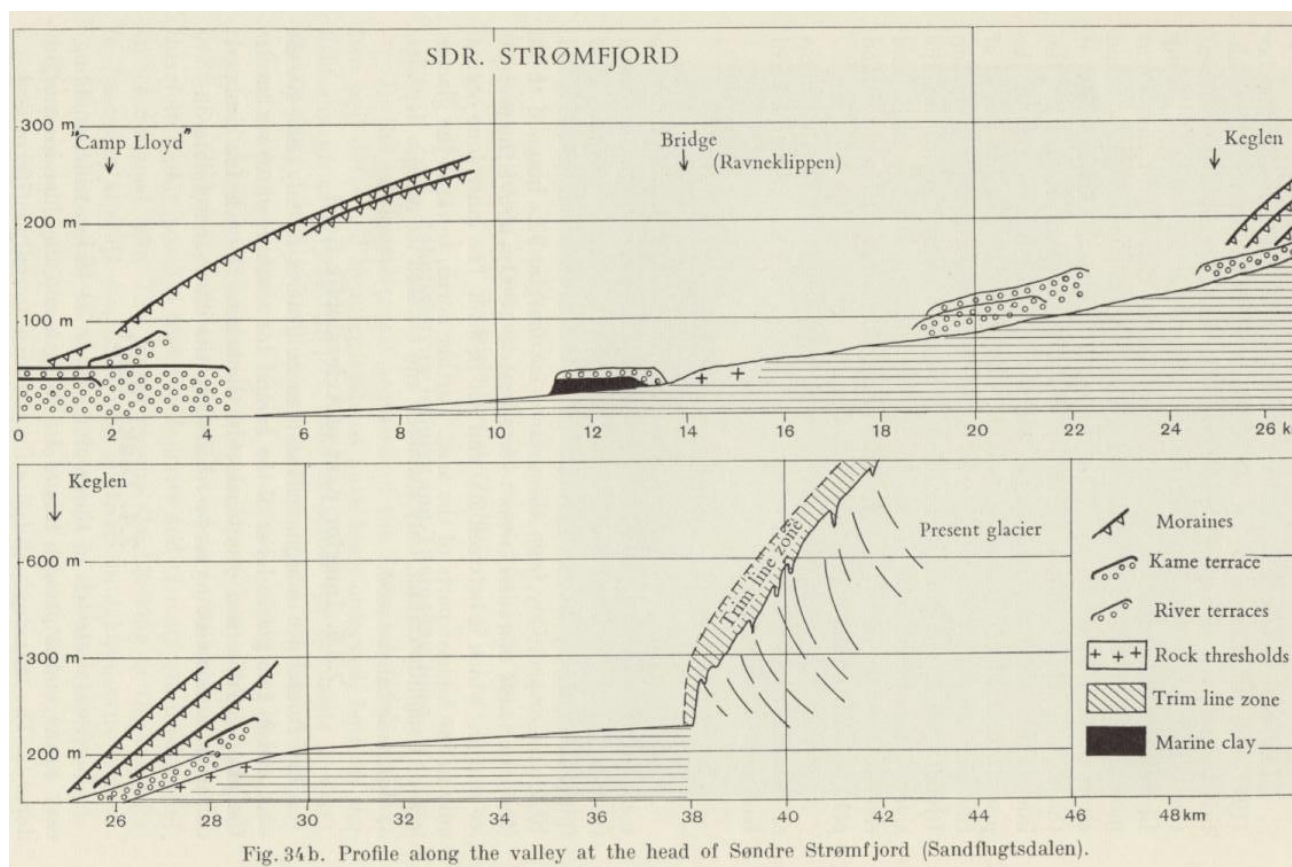


Fig. 34b. Profil langs snit der stort set følger vejen fra Strømfjordshavn til fronten af Russells Gletscher i Sandflugtsdalen.

Figur 4. Profil langs snit der stort set følger vejen fra Strømfjordshavn til fronten af Russells Gletscher i Sandflugtsdalen. Man ser placeringen af de vigtigste randmoræner, samt marine aflejringer og smeltevands aflejringeres beliggenhed. Den nuværende isrand er angivet som fronten af Russells Gletscher.

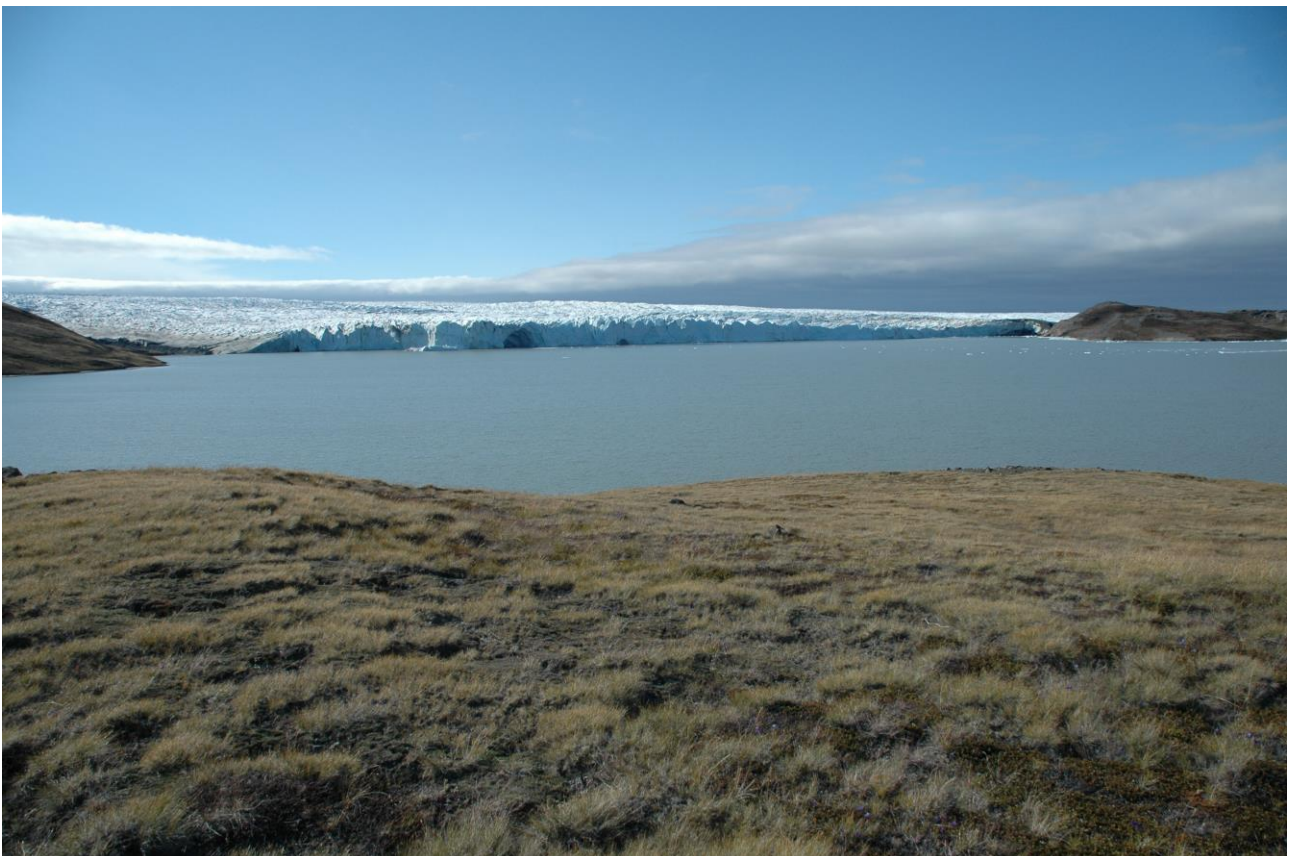
I historisk tid er den viden, der findes om Indlandsisens variationer i Kangerlussuaqområdet meget sparsom, da egentlige observationer i området først begyndte i 1930'erne. I andre dele af Vestgrønland har udviklingen været varieret, men en del steder er isranden smeltet tilbage. Som tidligere nævnt står isranden i området mange steder i den mest fremskudte position i de sidste 6000

år. Man kan ved selvsyn konstatere, at Russells Gletscher netop nu og i en længere periode har været under fremrykning, og i dag er især frontområdet meget aktiv, og ville sandsynligvis rykke frem i landskabet, hvis ikke smeltevandsfloden fra Israndsdalen sørgede for at underskære randen og få den til at styrte sammen, og derefter transportere isen bort med floden.

I det følgende vil en række lokaliteter langs kørevejene i området blive beskrevet for at illustrere den omtalte udvikling i Kangerlussuaq området i de sidste 8000 år.

Isdæmmede søer:

Mange steder langs Indlandsisens rand findes der søer, som dæmmes af isen. Disse søer i lavninger i fjeldterrænet er fyldt med smeltevand, da isen forhindrer vandet i uhindret at strømme bort. En del af søerne har et naturligt overløb, når vandoverfladen når op i et bestemt niveau i terrænet. Gennem afløbet kan vand strømme bort fra søen. Det sker imidlertid også, at vandet i søerne pludseligt drænes helt eller delvist ind under isen eller gennem isen. Så opleves det man kalder et jøkelløb. Langs nordranden af Russells gletscher findes to bassiner af denne type, hvoraf den største kan ses tydeligt fra anlægsvejen ved 10 km (Figur 5), medens en anden og mindre sø findes 2.5 km længere mod øst langs randen. Der findes også flere af denne type søer langs sydranden af Isunnguata Sermia, så som Israndssøen. Mange af søerne kan ses på turistkortet.



Figur 5. Den isdæmmede sø ved 10 km set fra en position syd for anlægsvejen. Søen er fyldt op til højeste niveau, og der er afløb fra søen mod vest. Et besøg ved isranden i den østlige del af søen

viser, at der her løber vand fra Indlandsisen ind i søen. Isklinten, der står lodret i søen, og hvorfra der jævnligt sker kælvning, er mange steder 25-30 m høj.

Den største sø (som ses i figur 5) har et areal på næsten 1 km². Når søen er fyldt op, og det naturlige overløb fungerer, ligger vandspejlet i ca. 420 moh. I den situation drænes vandet bort fra søen gennem et vandløb, der afsluttes i et flot vandfald, hvorfra vandet løber ind i en sø, der ligger ca. 1.5 km mod vest. Vandføringen i vandfaldet i august 2004 blev vurderet til 10-20 m³ pr. sekund. Søen dæmmes af Indlandsisen på en strækning af 1.2 km og isfronten står næsten lodret og har en højde på 25-30 m. Fra fronten sker der regelmæssigt kælvning af is ud i søen. Der flyder derfor ofte mange isskasser i vandet. De bliver af vinden, der for det meste blæser bort fra Indlandsisen, ført over mod søens udløb. Søen er blevet observeret tømt for vand og værende under tømning flere gange. De beskrevne observationer ligger et stykke tilbage i tiden og omfatter årene 1974, 1982, 1984 og 1987. Fra de senere år er der ikke observeret tømninger af søen.

Da søen tømtes i 1984 skete det den 20. august og det varede 24 timer. I 1987 skete det i dagene 17-19. juli og varede 36 timer. Vandet drænedes gennem en tunnel i isen, og vandet strømmede ud ca. 2 km længere nede langs isranden. Vandet strømmede derfra ind i samme sø, som overløbet strømmer til, når der er overløb. Ved en søtømning er det dog meget større vandmængder, der transporteres pr. sekund ind i søen.

På figur 6 er vist vandføringen målt under tømningen af søen i 1987. Man kan se, at vandføringen før tømningen begynder er af størrelsen ca. 30 m³ pr. sekund. Fra kl. 18 den 17. juli vokser

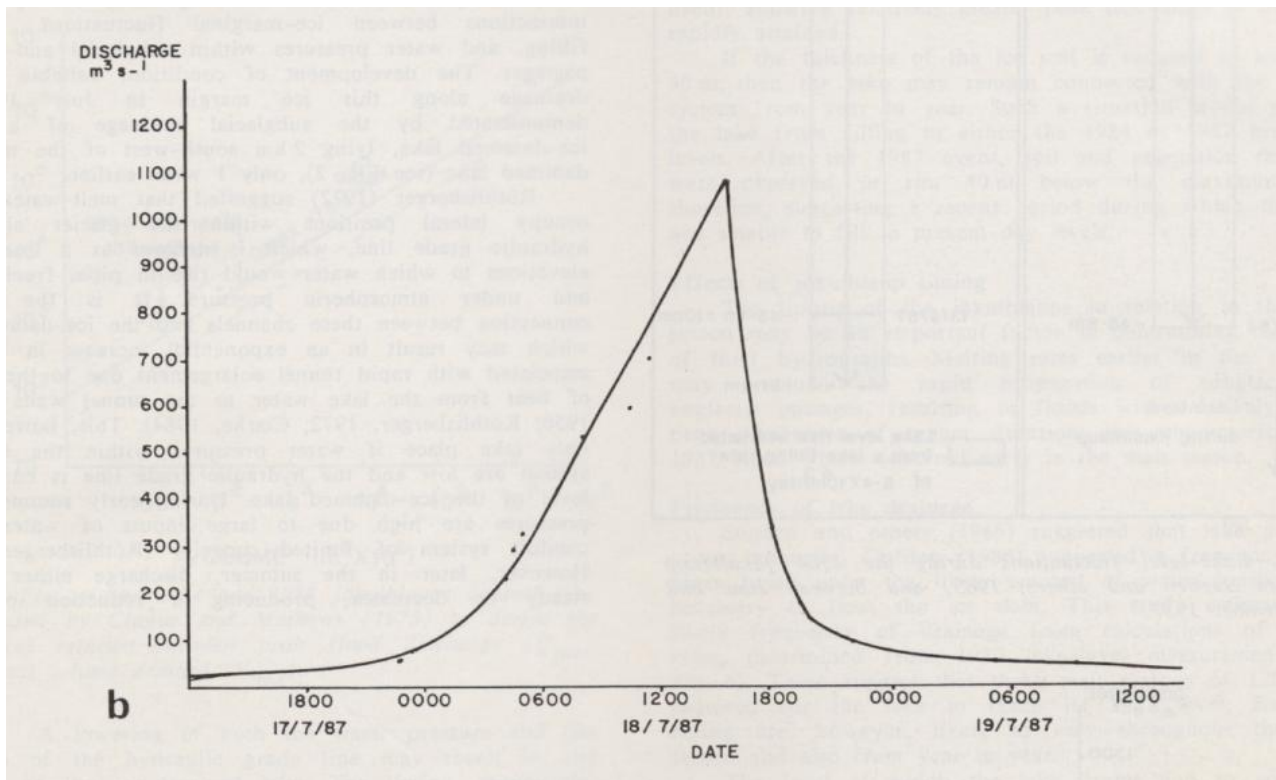


Fig.6: Vandføringen i smeltevandsløbet i Israndsdalen under jøkelløbet i juli 1987. Ved tømningen begyndelse er vandføringen omkring 30 m³ pr. sekund. Den største vandføring, der målt, var tæt på 1100 m³ hvert sekund. Når søen er tømt falder vandføringen meget hurtigt til niveauet før

tømningen. Den kraftigt øgede vandføring har stor effekt i dalen i form af erosion, transport og senere aflejring af materialer. Ved den højeste vandføring vil endog meget store blokke kunne transporteres af vandet.

vandføringen gennem det næste døgn til en største værdi på omkring 1100 m^3 pr. sekund. Altså en forøgelse af vandføringen 35-40 gange i forhold til det normale. Herefter falder vandføringen i løbet af de næste 2-3 timer til den størrelse, der var før tømningen begyndte, fordi søen bliver tømt for vand og ikke længere kan levere vand til tunnelsystemet. Kurven, der viser vandføringen variation under tømningen er typisk for det, vi kalder et jøkelløb. Senere opmålinger af bassinet viste, at vandstanden faldt næsten 50 m, så kun en mindre sø var tilbage i lavningen efter tømningen. Det samlede volumen der blev tømt var omkring $36.000.000 \text{ m}^3$. Ved tømningen i 1984 var volumen mindre, men nåede dog en størrelse omkring $22.000.000 \text{ m}^3$.

I perioden mellem 1984 og 1987 tømtes søen ikke, og den var ikke helt fyldt med vand før umiddelbart før tømningen. Det viser, at søen på det tidspunkt var næsten 3 år om at blive fyldt op og den situation kunne opstå, hvor forseglingen mellem søen og isen kunne brydes. Observationer efter tømningen i 1987 af jordbunds og vegetationsrester næsten 40 m under det naturlige udløb, antyder at søen i en periode forud for 1974 må have været i en situation, hvor den kun blev fyldt med vand til et meget lavere niveau. Det må derfor have været muligt for vandet at strømme fra bassinet ud under isen. I perioden efter 1987 er der heller ikke observeret tømning, men kun afløb af vand gennem det naturlige overløb. Årsagen til disse ændringer skal sandsynligvis kobles med den fremrykning af nordranden af Russells Gletscher, som er sket over en længere periode.

Den mindste af de to søer (se figur 7) er observeret under dræning en enkelt gang. Det skete om natten mellem 15. og 16. juli 1988. Observationer i 1987 antyder at søen tømtes i juni det år. Der



Fig.7. Drænet søbassin ved nordranden af Russells gletscher. Man ser meget tydeligt den tidligere strandlinie, som det niveau, hvor vegetationen begynder. Det er muligt at komme ind under isen i et tunnelsystem, hvor afløbet fra søen i dens nordlige ende, dræner bort under isen.

blev ikke observeret vand, der strømmede væk fra søen forud for tømningen, hvilket antyder at tilløb blev drænet bort igennem eller ind under gletscheren. Søen var forud for tømningen dæmmet over en længde på 250 m langs isranden og vandspejlet i søen stod ved den øverste strandlinie dagen før. Den 15. juli kl. 21.30 var vandstanden i søen faldet 9.9 m og mindre isskoster lå strandet på søbunden. Vandstanden faldt yderligere 2.9 m før midnat, hvor søen deltes i to mindre bassiner af en moræneryg. Derefter tømtes bassinet ind mod gletscheren hurtigt og afslørede en tunnelindgang gennem hvilket vandet blev drænet. Den samlede sænkning af søens vandflade blev målt til 22 m. Det blev efterfølgende beregnet at 330.000 m² vand blev drænet bort fra søen i løbet af 5 timer svarende til næsten 18 m³ hvert sekund. I sommeren 2004 var søen tømt i begyndelsen af

august, og der var ikke spor af en tømning tidligere det år. Der var mulighed for at krybe et kortere stykke ind i et tunnelsystem under gletscherranden. Det er derfor muligt, at der nu er permanent åbent for dræning af vand bort fra søen, da der samtidig løber vand ind i bassinet fra gletscheren.

Når en gletscher rykker frem i terrænet, kan det medføre at lavninger, der tidligere kunne drænes langs med isranden, i stedet bliver fyldt med vand, som så tømmes med mere eller mindre regelmæssige mellemrum. Det kan være forklaringen på, at den største af de isdæmmede søer tilsyneladende først begynder at tømmes efter 1974. Et andet tegn på at situationen tidligere var anderledes er de fundne rester af jordbund og vegetation op til 40 m under den nuværende højeste vandstand. En tømning kræver desuden, at forseglingen mellem isen og vandet i søen brydes. Dette sker bedst, hvis vandsøjlen i søen bliver så høj, at vandets tryk kan løsne og løfte isen fra underlaget, så vandet kan strømme væk gennem en tunnel inde i og/eller ved bunden af isen. Efter tømningerne i 1984 og 1987 er der observeret en tunnel med en diameter på 10-15 m i isfronten i den vestlige del af søen. Hvis gletscheren under et fremstød er rykket længere ind i søbassinet kan der ske det, at forseglingen ikke længere eller kun sjældent brydes, fordi der nu er mere og tykkere is til at modstå vandtrykket. I den situation vil søen sjældent (og eventuelt kun med mange års mellemrum) tømmes for vand.

Det periglaciale (gletschernære) miljø: Former og processer

Landområderne udenfor Indlandsisen er tydeligt præget af klimaet, der benævnes et kontinentalt, tørt, polart tundraklima. Det er præget af meget svingende temperaturer gennem året. Der kan således i Kangerlussuaq opleves temperaturer mellem + 20° C i juli og august og ned til - 50° C i januar og februar. Gennemsnitstemperaturen for juli er + 10° C og for februar - 20° C. Den årlige gennemsnitstemperatur er - 6° C. Det indebærer, at der i hele området ind mod Indlandsisen optræder permafrost (frossen jord og vand) fra overfladen og til stor dybde om vinteren, medens et lag af vekslende tykkelse smelter fra overfladen om sommeren. Det optøede lag kaldes aktivlaget og det indeholder ofte betydelige vandmængder. Tykkelsen varierer fra 20-30 centimeter op til 2-3 m afhængig af materialer, vegetation og orientering i forhold til solen. Den største tykkelse nås på steder, hvor der er sand og grus, ringe vegetation og hvor overfladen vender i sydlig retning. Nedbøren i området er meget lav og udgør ikke mere end i gennemsnit 130 mm om året. Heraf falder omkring 100 mm overvejende som regn om sommeren, medens vinteren er ekstrem nedbørsfattig med kun 30 mm sne. Da solen skinner meget om sommeren, og der er lav luftfugtighed, kan der fordampe mere vand end nedbøren tilfører. En sammenligning viser, at området i perioden maj-august har i gennemsnit 230 timer med solskin hver måned, medens gennemsnittet i Danmark i de samme måneder er 200 timer. Området kan derfor betragtes som en ørken, hvor nedbøren typisk er mindre end fordampningen, der når op på 300 mm. Derfor tørrer mange mindre lavninger og søer ud, og selv større søer bliver ofte delvis salte. Mange søerne har

ofte ikke et overjordisk afløb i tørre somre. De store vandløb i området stammer derfor udelukkende fra Indlandsisens smeltende sne- og ismasser om sommeren. Vandet i disse vandløb er ofte fyldt med sediment. Området er præget af faldvinde (katabatiske) vinde fra Indlandsisen med de største hastigheder observeret om vinteren. Vinden blæser derfor normalt fra en sydøstlig mod en nordvestlig retning inde ved Indlandsisen. I større afstand bliver vindretningen påvirket af landskabets niveauforhold, hvilket betyder, at vinden blæser ned gennem dalene, der overvejende har samme retning som fjordsystemet. I et samspil mellem klima, geologiske materialer, vegetation og landskab udvikles en række såkaldte periglaciale landskabsformer, der også benævnes permafrostfænomener, og som er direkte relateret til forekomsten af frossen jord og vand i undergrunden.

Flydejord og jordskred:

Flydejord og jordskred foregår og opstår i svagt til stærkt hældende terræn med permafrost. Årsagen er især, at når den øverste jord tør om foråret eller først på sommeren, kan den indeholde relativt meget vand fra smeltning af sne på overfladen og fra den is, der blev dannet i aktivlaget, da frosten satte ind om efteråret. Ofte er det vanskeligt for vandet at dræne bort, så der dannes et jordlag, der er helt vandmættet og nærmest kan blive mudderagtigt. Dette lag vil så langsomt flyde ned gennem terrænet og danne flydejordslober. Da processen er langsom, viser den sig primært som udposninger bestående af vegetation og jordbund ved foden af skrænterne (fig.8). I området er flydejordsfænomener bedst udviklet på nordvendte skrånninger, der generelt er fugtigere end de



Fig.8. Billede taget fra anlægsvejen (grillstedet) ved km. Man ser ind imod Russells Gletscher.

Midt i billedet på vestsiden af den opragende klippe ses strukturer i vegetationen, der er resultatet af frost-tø processer, herunder jordflydningslober.

sydvendte skråninger. På stejle skråninger især hvis topjorden ligger på et fast underlag, kan der opstå skred, hvor større eller mindre partier af vegetation og underliggende jordmaterialer simpelthen styrter ned og lægger sig som dynger ved foden af skrænter (fig.9).

Iskilepolygoner

Iskiler dannes, hvor jordlag med et højt indhold af vand ved høje frostgrader fryser til is, som så trækker sig sammen. Herved opstår der så store spændinger i jorden, at den sprækker op til 5-10 meters dybde. I områder, hvor iskiler er under udvikling, kan sprækkedannelsen opleves som høje knald, der opstår netop i det øjeblik jorden sprækker op. Herefter vil sprækken stå åben i resten af vinteren. Der kan desuden ske det, at nye sprækker opstår på tværs af allerede dannede, og typisk fører dette til at et større område opdeles i adskillige flerkantede områder. Kantlængderne kan være op til 20-50 m lange, og hvert område er typisk afgrænset af 4-6 sprækker. Om foråret, når sne i området smelter, strømmer smeltevandet ned i sprækkerne, hvor det genfryser som en iskile fra jordoverfladen til bunden af sprækken. I den del af topjorden som tør op om sommeren smelter iskilen, og den findes derfor i underlaget fra bunden af aktivlaget. Næste vinter kan jorden igen



Fig.9. Jordskred på stejl klippeoverflade. For størrelse se person nedenfor skredet ca. midt i billedet. Man ser tydeligt at dele af vegetationen og jordbunden på skrænten har givet efter og er skredet ned over klippeoverfladen. Det er sandsynligvis sket om foråret, hvor jorden har været vandmættet i forbindelse med snesmeltning og eventuelt nedbør som regn.

sprække op, og da isen i kilen er svagere end den omkringliggende frosne jord, gendannes sprækkerne i iskilerne. Herefter gentager processen sig om sommeren, hvor mere vand løber ned og fryser i jorden. Næste vinter sprækker kilen igen op, og således udvikler kilen sig langsomt over en længere årrække, hvor den kan vokse til flere meters bredde ved bunden af aktivlaget.

I området ses iskilerne som polygonformede strukturer på nordvendte skråninger (Fig.10). Årsagen til at de findes her, er at gennemsnitstemperaturerne er lavere, ligesom der er større fugtighed på grund af mindre fordampning. Vegetationen er også kraftigere, hvilket kan hjælpe med til at få kilesystemet til at fremstå tydeligt. En gravning i en kile viste at der fandtes is bare 30 cm under overfladen, og der var i øvrigt en tendens til at topjorden langsomt gled ned over de dele af iskilesystemet der lå langs med skrænten.



Fig.10. Iskiler på nordvendt skråning set fra anlægsvejen ved km. Iskilerne viser sig som sprækker i vegetationsoverfladen. Hvis man graver ned i sprækken vil man kort under overfladen (20-50 cms dybde) finde et isbånd, der er iskilens overflade. Iskilen kan være flere meter lang og den bliver smallere med dybden. Da iskilerne skærer skrænten både horisontalt og vertikalt er de øverste meter af underjorden opdelt i mindre celler, hvor centrene udgøres af frosset jord og væggene af iskilerne.

Pingo

En markant landskabsform, der ofte kan observeres i periglaciale områder med permafrost, er pingoer. Der er dog ikke observeret og beskrevet sådanne i Vestgrønland syd for Diskobugten, før en pingo blev fundet i området foran Leverett Gletscheren i 1996 (Figur 11). Det skyldes sandsynligvis, at de som landskabsform kan forveksles med dødis, og at betingelserne, der skal være for deres dannelse, ikke optræder hyppigt. Pingoen er en kegleformet dannelse med en afrundet top. Den er 15-20 m høj og har en diameter på 50-60 m. Den ligger ca. 200 m vest for isranden i 1996, fra hvilken den er adskilt med en flad smeltevandsslette. Den består af sandede materialer indeholdende sten og grus. På siderne findes en del furer nær toppen. Sådanne kan ikke ses på de omkringliggende morænerygge. På toppen findes en kraterlignende lavning, og der kan iagttages en kilde, der afgiver ca. 2 l klart vand hvert sekund. Ved gravning i bakken fandtes i lav dybde is. Bakken ser således ud til at bestå af en kerne af is overlejret med materiale.



Fig. 11. Kort over Leverett Gletscher og området foran gletscheren. Omkring 200 m foran fronten fandtes en pingo (den røde plet). Området foran gletscheren består af randmoræner, der ligger parallelt med isranden, og en smeltevandsslette opbygget af materiale aflejret af smeltevandssløbet.

Klitter og flyvesand

Sandstorme opstår hyppigt om efteråret i Kangerlussuaq, hvor faldvinde fra Indlandsisen har mulighed for at få fat i sandet i de tørre og vegetationsløse flodsenge. Det oplever man blandt andet, hvis man går en tur i Sandflugtsdalen, når det blæser (lok). Vindpolerede sten kan indsamles i Ekkodalen (lok) samt andre steder, hvor sten længe har været eksponeret af vinden. Rent faktisk er der overalt i landskabet indikationer på vindens hærgen – især på nordsiden af Sandflugtsdalen. Her ses afblæsningsflader, hvor vegetationen mangler og der ses indlandsklitter langs vejen (lok).

Ørkendalen og Sandflugtsdalen er begge karakteriseret af sandflugtsprocesser, der har været aktive i området siden isen smeltede bort. Flyvesand findes således i mere eller mindre sammenhængende områder på begge dalenes nordskråninger. I Ørkendalen findes det største område med sandaflejringer, medens Sandflugtsdalen har et smallere men længere sanddække. I andre områder findes der ofte et lag af op til ½ meters tykkelse af finere materiale (silt), der som et lag dækker alle klippeoverfald og moræneaflejringer. Det meste af materialet til disse aflejringer stammer fra smeltevandsletterne i bunden af dalene. Det skal således ikke blæse meget før støvet rejser sig fra smeltevandsletterne og med en fremherskende vind fra nordøstlig retning er det ikke overraskende at materialet blæser over på nordsiden af dalene. En nærmere inspektion af opragende sten på nordsiden af dalene viser også, at stenene er polerede og ofte glatte på vindsiden, medens de er mere ru på læsiden.

Randmoræner i området øst for Aajuitsup Tasia

Nord for det øst-vest orienterede højdedrag, hvis højeste toppe når op over 400 moh., og som udgør Sandflugtsdalens nordlige side, ligger en stor sø, Aajuitsup Tasia, der er mere en 10 km lang og næsten 2 km bred i bunden af en bred dal. Søens vandspejl ligger i dag lidt under 250 meters højde. Søen har et tilløb fra vest fra Sanningasoq, og dens afløb sker mod øst gennem et vandløb, der strømmer ind i en sø, der drænes gennem smeltevandsløbet i Israndsdalen og derfra langs med Russells Gletschers rand. Udløbet fra denne sø ligger tæt ved 200 moh. Man kan derfor forestille sig, at hvis Russells Gletscher rykker frem og spærrer for afløbet nord om højderyggen, kan der opstemmes en meget stor sø foran gletscheren. En sådan sø ville i dag få afløb mod vest gennem Sanningasoq i et niveau mellem 250-275 moh. Hvis det skete ville vandføringen fra Russells Gletscher mindskes med størstedelen af den mængde vand, der strømmer gennem Israndsdalen.

På et tidspunkt under isafsmeltningen i området var det meste eller hele Aajuitsup Tasia fyldt af en istunge, og da måtte vandet fra Israndsdalen strømme ud den nævnte vej gennem Sanningasoq, afhængig af om niveauforholdene var, som vi ser dem i området i dag. Man kan imidlertid sagtens forestille sig, at der stadig lå begravede ismasser i området, som forhindrede smeltevandet i at bruge denne dræningsvej. Hvis det var tilfældet ville vandet strømme af gennem et lavt pas nord for Keglen. Der ville derfor opstå et markant vandfald på nordsiden af skrånningen overfor Keglen. (se beskrivelse af fossilt vandfald). En opmåling af pashøjden med håndbåren GPS gav værdier tæt på 270 moh, hvilket i øvrigt svarer til den nuværende pashøjde i dalsystemet nordvest for Sanningasoq. Målingerne antyder derfor, at afstrømning fra den isdæmmede sø gennem passet var mulig. I den østlige ende af Aajuitsup Tasia findes et terrassesystem, med en næsten horisontal overflade på 273 moh, hvilket svarer nøje til en flere km lang næsten horisontal flade af 10-20 meters bredde på nordsiden af søen i en højde af ca. 275 moh, der kan være resterne af en fossil strandbred fra en sø stemmet op af en større Russells Gletscher. Disse niveauforhold tyder alle på, at der har været en meget større sø med dette niveau i området, på et tidligere tidspunkt. Sandsynligvis var søen aktiv fra det tidspunkt vor Indlandsisens rand stod ved Keglen og til den var smeltet tilbage til tæt ved Russells Gletschers nuværende rand.

I området mellem den østlige ende af Aajuitsup Tasia og fronten af Russells Gletscher findes mange, lave langstrakte bakkekammer, der ligger på tværs af dalen (Fig.13). De største er nogle få meter høje og kan følges hele vejen på tværs af dalen, medens mange, lavere bakkekammer findes som korte afbrudte stykker, der ikke når hele vejen på tværs. Det er i øvrigt karakteristisk at bakkerne alle standser tæt ved den tidligere søbred på nordsiden af dalen i ca. 275 meters højde. På

dalens sydside findes der kun enkelte af disse langstrakte bakker, ligesom spor efter en tidligere søbred kun findes enkelte steder, hvor der så i øvrigt findes meget veludviklede iskilepolygoner. Bakkekammene er meget tydelige i terrænet, da de har en helt anden vegetation end de mellemliggende områder.



Figur 13. Området i den østlige ende af Aajuitsup Tasia med lave rygge, der udspringer i et næsten horisontalt niveau (et tidligere søniveau) på den nordlige side af søen. De strækker sig på tværs af dalen. Ryggene ses tydeligt, da vegetationen er anderledes på end mellem ryggene. Bakkerne er skubbet op som lave rygge skubbet af gletscheren under et mindre fremstød om vinteren, hvor gletscheren derefter er smeltet tilbage gennem søen om sommeren.

Formen og placeringen af bakkekammene tyder på, at de kan være dannet som randmoræner ved fronten af gletscheren, der stod i den isdæmmede sø. De er så dannet når gletscheren under sin generelle tilbagesmeltning i kortere perioder, sandsynligvis om vinteren, rykkede lidt frem i søen. Den følgende sommer smeltede isen så mange meter tilbage, og den følgende vinter blev en ny ryg dannet. Et kort med alle rygge, der kunne identificeres, er vist som figur 14. Udviklingen kan have været så regelmæssig, at der i en periode på 25-30 år, hvor gletscheren er smeltet og kælvet tilbage gennem søen, hver vinter har haft et mindre fremstød, der har dannet en randmoræne ved isranden. At de er mindre veludviklede i den sydlige del af bassinet kan skyldes, at da isens overflade var smeltet ned til et niveau tæt på søens niveau, blev det muligt for vandet at dræne mod syd rundt om den højderyg, der i dag ligger lige vest for Russells Gletscher. I den forbindelse kan det strømmende vands hastighed være blevet så stor, at da søens vandoverflade nåede ned til moræneryggenes niveau, blev de ganske enkelt eroderet bort af vandet. Derefter kunne vandet fra Israndsdalen frit løbe ud gennem Sandflugtsdalen.

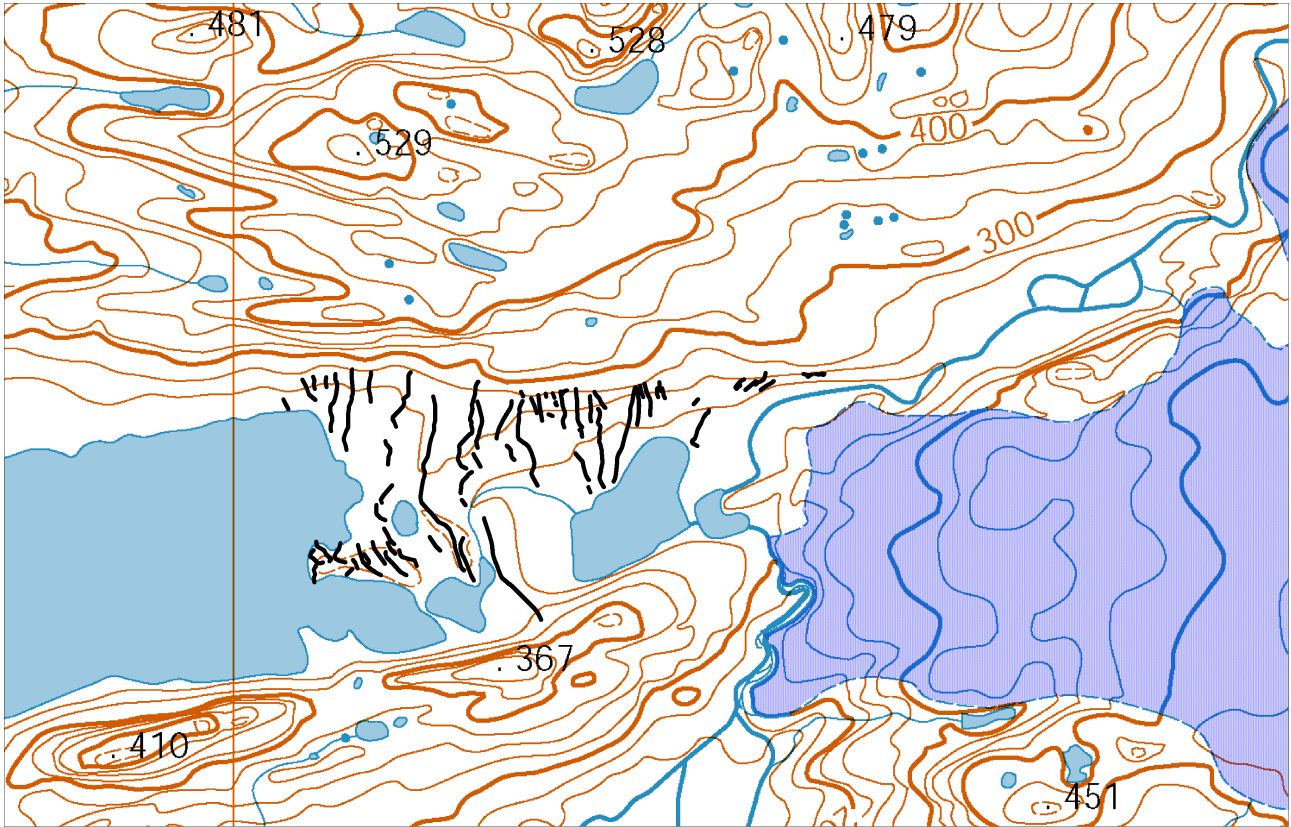


Fig.14. Kort der viser området mellem Russells Gletscher og Aajuitsup Tasia. På kortet ses tydeligt de langstrakte morænerygge på tværs af dalen mellem søen og gletscheren. Ryggene er skubbet op af gletscheren under mindre vinterfremstød.

Fronten af Russells Gletscher

Et af de mest dynamiske steder i området er fronten af Russells Gletscher, hvor is, smeltevand og landskab mødes. Selve gletscheren består af en tunge af is, der skyder sig frem i landskabet med en hastighed, der i øjeblikket lige netop balancerer med afsmeltningen og kælvingen af fronten. Et billede af området (se fig. 16) giver et tydeligt indtryk af de dynamiske forhold. Man ser en næsten lodret gletscherfront, der rejser sig vertikalt ca. 40 m i vejret. Man ser også, at isen er gennemskåret af næsten horisontale smalle, mørke bånd. Det viser, at isen ved bunden et kort stykke bag fronten er i bevægelse fremad, og at der herved dannes såkaldte forskydningsplaner. De har deres udspring ved bunden af gletscheren, hvor der opstår brud, så den overliggende is bliver i stand til at bevæge sig op- og henover den underliggende is. Da det sker gentagne gange og indenfor en smal zone af varierende bredde ved bunden af gletscheren, vil planerne ofte skære hinanden under skæve vinkler, når man ser dem i fronten af gletscheren. Smeltevandet, der løber langs randen, smelter sig ind i isen, som bliver overhængende, så der efterfølgende kan ske store skred, som et resultat af dette og isens stadige bevægelse fremad. De største kælvinger kan være voldsomme, og isskopperne kan spredes i op på tværs af vandløbet. De største begivenheder spærrer for vandstrømmen, og det er først, når en større mængde af vand er stemmet op opstrøms for skredet, at det kan sættes i bevægelse og med stor kraft strømme ned gennem løbet. I den situation kan det være livsfarligt at opholde sig nedstrøms tæt på floden.

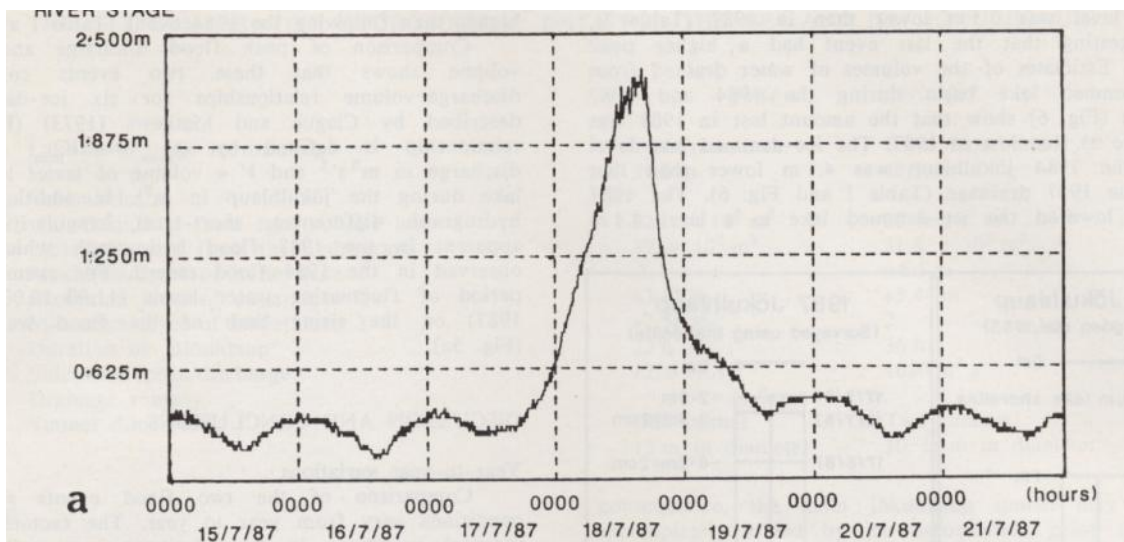


Fig.16. Fronten af Russells Gletscher øverst i Sandflugtsdalen. Man fornemmer det dynamiske miljø, hvor gletscheren, der underskæres af smeltevandsfloden, ofte kælver. I den stejle front ser man tydelige striber, som er forskydningsplaner isen. Hvis smeltevandsløbet ikke underskar fronten, ville isen uden tvivl rykke længere frem i terrænet, end hvor den står i dag.

Randmoræner og nordranden af Russelsgletscher i Israndsdalen.

På hele vejstrækningen gennem Israndsdalen kører man langs Russells Gletschers nordrand. Mellem vejen og isens nordrand løber et stort smeltevandsløb, der dræner smeltevand fra mange små og større tilløb. Smeltevandsløbet transporterer foruden vandet et stort indhold af suspendede materialer, der giver det en karakteristisk grålig farve. Materialet er finkornet, man kalder det silt, som er et typisk erosionsprodukt fra gletschere. En populær betegnelse for materialet er bjergsartsmel, der antyder, at materialet er dannet ved, at gletscheren som en kværn har malet større partikler ned til meget finere materiale. Man kan også se, at der er tydelige vandstandsvariationer i vandløbet, idet vandstanden om morgenen er betydeligt lavere end om eftermiddagen. Fra den foregående dags højeste vandstand falder den til den følgende dags formiddag. Ofte ses der spor efter tidligere vandniveauer som små vandrette hylder i aftagende højde. På tidspunktet for laveste vandstand kan man normalt også se mange flere blokke i vandløbet end senere på dagen, hvor vandstanden stiger igen og dækker dem. Smeltevandsløbet er så stort at det størstedelen af sommeren effektivt forhindrer, at man kan komme på tværs og over til selve isranden. Eksempler på vandstandens variationer i smeltevandsløbet kan ses i figur 17. Her ser man den tydelige daglige

variation med den største vandstand og dermed vandføring sent på dagen og ofte efter midnat og et minimum først på eftermiddagen.



Figur 17. Vandstanden i smeltevandsløbet i Israndsdalen ved km gennem en uge i juli 1987. Midt i perioden ses vandstandens variationer gennem det tidligere omtalte jökelløb. Typisk varierer vandstanden gennem døgnet, så den højeste vandstand måles omkring midnat og den laveste vandstand måles første på eftermiddagen. En måling af afsmeltningen inde på Indlandsisen ville uden tvivl vise størst afsmeltning først på eftermiddagen. Tidsforskellen mellem den største afsmeltning og største vandstand er et udtryk for den tid, det tager for vandet fra det område som smeltevandsløbet dræner at nå frem til målestationen og i dette tilfælde af størrelsen ca. 12 timer.

Man kan også to steder se, at der er isløber, der dræner mod nord. Mange steder kan man også se den ofte markante randmoræne, der består af mange sten og blokke og finere gråligt materiale. Randmorænen er flere steder blevet delvist overskredet af isen, som tegn på at isen for kort tid siden har været eller nu er under fremrykning. Materialet i randmorænen adskiller sig tydeligt fra området foran, der ofte er vegetationsdækket, hvorimod randmorænen typisk mangler bevoksning. Den er desuden ustabil, fordi der ofte findes enten sne eller is i den og isen skubber på den. Desuden kan smeltevand fra isen erodere ned i materialet, ligesom nedbør kan flytte rundt med materialerne. Morænen er nogle steder mere en 15-20 m høj. Den opstår ved at isen hele tiden har en tendens til at skubbe på den, medens den samtidigt smelter bort. Herved frigives materiale fra isen som hober op i en bakke parallelt med isranden. Når isen presser ind mod den vil materiale blive presset i vejret, og når det når toppen af ryggen styrter det ned over den. Mange steder kan man se store blokke, der er rullet ned af bakken og ligger i vegetationen. Isen bag randmorænen er forholdsvis jævn, selv om mindre sprækker kan iagttages. Man kan også mange steder se, at isen er sribet parallelt med randen, som tegn på, at der i isen er kræfter, der forsøger at presse højere liggende is op over lavere liggende is. Det er igen forskydningsplaner der dannes, og som er omtalt i forbindelse med fronten af Russells Gletscher. Figur 18 viser de fleste af de i det foregående omtalte fænomener.



Fig.18. Tunge af is, der skyder frem i terrænet fra nordranden af Russells Gletscher. Ved randen af gletscheren ser man en randmoræne under dannelse. Den består af løse blokke og andet materiale, der transporteres til stedet af gletscheren. De striber man ser på isens overflade er tætliggende forskydningsplaner. Foran gletscheren ses en lav, gennembrudt og bevokset ryg, der er resterne af en randmoræne, dannet ved et tidligere isfremstød. Foran den "ældre" randmoræne ses en mindre og stadig aktiv smeltevandsslette.

Indlandsisen

For enden af anlægsvejen når man Indlandsisens randzone imellem Isunguata Sermia mod nord og Russells Gletscher mod syd. Man er her nået op over 500 moh. Ofte kan man mærke den kolde vind, der blæser inde fra isen og ud i områderne foran den. Man kører først ind over et område, der består af is, der er mere eller mindre dækket af materialer. I området sker der hele tiden ændringer, når det bliver så varmt, at isen kan smelte. Det viser sig ved, at vejen ikke er stabil, men der dannes større og mindre huller i den og siderne skrider ud. Samtidigt smelter isen under vejen ganske langsomt ned, så vejen kommer til at ligge i stadig lavere højde.



Fig. 19. Udvikling af dødislandskab i randzonen af Indlandsisen. Man ser til højre i billedet is, der smelter bort under et lag af materiale. Variationerne i overfladen skyldes først og fremmest at materialetykkelsen ikke er lige stor overalt. Der hvor laget er tykkest smelter isen langsomt. Til venstre i billedet ses et område, hvor isen er smeltet ned til et betydeligt lavere niveau. Her findes også mindre søer i lavninger, samt materiale, der dækker underliggende is, hvor det næste trin i landskabsudviklingen er i gang.

Dødislandskabet i randzonen af Indlandsisen udgør et puslespil af sedimentter og landskabsformer opstået ved aflejring og omlægning af materiale ovenpå den smeltende stagnerede gletscheris. Noget af det materiale, som isen transporterer ud mod isranden, kan med isbevægelsen føres op mod overfladen og smelte ud. Det skyldes at isbevægelsen i randzonen har en opadrettet bevægelse i forhold til gletscheroverfladen. Ofte skubber gletscherisen så meget bagfra, at der opstår brud i den foranliggende is, langs hvilke materialet føres op til overfladen. Des mere materiale der føres op mod overfladen, des større mængder materiale vil der frigives på overfladen, når isen smelter væk. Det udsmedte materiale kan glide eller krybe ned over overfladen, som en rodet masse af sten, grus, sand og ler. Et sådant materiale kaldes en flyde-till. Processen kan hjælpes af regnvand og smeltevand. Når materiale flyder væk som en større masse, frilægges den underliggende is, og så kan afsmeltningen og udsmedningen af materiale fortsætte. Hvis materialet bliver liggende vil det på et tidspunkt blive så tykt, at det effektivt forhindrer afsmeltningen af den underliggende is, som så kan bevares i lange perioder. Sådant materiale kaldes en udsmednings-till.

Hvis gletscheren stagnerer i en bredere zone, og der udvikles et større dødisområde, taler man om areal afsmeltning. Efterhånden som dødisen smelter sænkes overfladen i landskabet. Derved bliver det oprindelige meget markante landskab væsentligt mindre iøjefaldende. Hvor der under landskabsudviklingen opstod søer med til- og gennemstrømning af vand med et stort materiale

indhold af sand og grus, aflejres der ofte så meget materiale, at det, når isen er smeltet helt bort, kommer til at fremstå som bakker, der rager op over den øvrige landoverflade. Disse bakker kaldes issøbakker. I fig. 19 ses et typisk eksempel, på den landskabsudvikling der sker i et dødisområde, hvor isen smelter væk under et materialedække af varierende tykkelse.

Hvis man samler et stykke is op, eller hugger det ud, kan man se, at det består af krystaller. Desuden indeholder isen luftbobler, der ofte vil være aflange. Deres form relaterer til de trykforhold isen har været udsat for på sin rejse gennem gletscheren. Isen fremstår glasklar, og man kan nemt se gennem den. Når man ser gennem tykkere lag af is eller op igennem et tykt lag af is ser det blå ud.



Fig 20. Fløjlsis på overgangen til dødisområdet i randen af Indlandsisen. Man ser den jævne mørke isoverflade i billedets forgrund, og den materialedækkede dødis i baggrunden. I billedets mellemgrund (omkring personen) er snavskegler (dirt cones) ved at udvikles.

Det skyldes lysets brydning i isen. Det er desuden sådan, at den is, der befinder sig i randen, er den ældste is, der findes i gletscheren. Så hvis man går fra randen og ind over Indlandsisen møder man yngre og yngre is. I området har undersøgelser vist, at isen ude ved randen stammer fra slutningen af den sidste istid. Så det er mere end 10-15.000 år gammel is. Når den is smelter bliver overfladen jævn og kommer til at se ud som fløj, hvilket har givet ophav til betegnelsen – fløjlsis. Fløjlsis på overgangen til dødisområdet ses i fig 20. Isen er oprindeligt faldet som sne inde på og nær de centrale dele af Indlandsisen og har derfra bevæget sig ned og ind i ismassen næsten lodret ned til bunden og derfra ud mod isranden, hvor den til sidst smelter væk. Derfor kan vi konstatere at endnu

ældre is allerede er smeltet bort i randen af Indlandsisen. Går vi bare nogle få hundrede meter ind på isen, hvor den er meget lysere, er isen allerede 5.000 – 6.000 år yngre og stammer fra den første varme del af perioden efter sidste istid.

Det typiske for isen er, at den er i bevægelse fra Indlandsisens centrum ud mod randen. I de centrale dele er isbevægelsen ganske lille, i størrelsen nogle få meter om året. Herfra vokser det ud til det område, hvor det, man kalder ligevægtslinien, ligger. Det er det område, hvor der falder samme mængde sne om vinteren, som kan nå at smelte væk om sommeren. Her er hastigheden i isens overflade øget til 100-200 m om året. Dette område befinder sig i dag 50-100 km inde på Indlandsisen. Herfra ud mod randen øges bevægelsen i de områder, hvor isen strømmer gennem markante, dybe og stejle dale, hvor hastigheden kan nå op på flere kilometer om året. I andre områder aftager isbevægelsen til en hastighed, der ikke er større end den mængde is, der kan smelte af ved randen om sommeren. Her taler man om henholdsvis aktive og rolige sektorer af Indlandsisen. I Kangerlussuaq området kan Isunguata Sermia, Russells Gletscher og Leverett Gletscher betragtes som aktive sektorer, medens området, hvor vejen ender, kan betragtes som en rolig sektor. At det er en rolig sektor betyder ikke, at der slet ikke er bevægelse i isen, men at bevægelsen ikke er stor. Dog vil isen også i rolige områder fremvise tegn på at isbevægelsen tidligere har været anderledes og større, og at isen har gennemgået en bevægelsehistorie og stadig gør det og som giver sig til kende på forskellig måde. Vi kan dog konstatere at den alleryderste del af isen lige nu er stagneret, og derfor næsten uden bevægelse. Det var her dødislandskabet blev udviklet.

Et af de mest typiske tegn på at is bevæger sig er tilstedeværelsen af sprækker eller spalter (crevasser). De opstår på steder hvor isbevægelsen accelererer, og hvor trækket i ismassen bliver så stor, at den simpelthen ikke længere kan hænge sammen. Spalter kan være både dybe og brede (se fig.21). Det er dog også sådan, at de ikke kan blive lige så dybe som isen er tyk, fordi isens deformation under sin egen vægt sørger for at de lukkes i bunden, når isens tykkelse overstiger 40-50 m. Ofte er de ikke bredere end man kan skræve eller hoppe over dem, men hvor isen virkelig sprækker meget op, kan de blive lige så brede som dybe. Nede i spalten kan man i øvrigt ofte se nedstyrtede snemasser, som fyldte toppen af dem om vinteren og istapper opstået fra genfrosset smeltevand. Spalter skal man altid passe på og især undgå at gå på sne, der ligger i og dækker spalter. Nær gletscherranden aftager isbevægelsen her presses isen sammen, hvorfor spalterne har en tendens til at lukkes. Hvis de lukker helt vil man ofte kunne se spor efter de tidligere spalter i form af et bånd, der strækker sig hen over isen. Man erkender et sådant bånd, fordi isen har en anden farve (oftest på grund af et andet bobleindhold i isen) end den omgivende is. Man taler om, at der kan iagttages foliation i isen.

Da isen smelter, når temperaturen er over 0 °C, vil der ofte være smeltevand på overfladen. Smeltevandet strømmer i smeltevandsløb på overfladen. Vandløbene starter ofte i mindre smeltevandsbassiner eller smukke dybblå søer, som samler vandet op fra et mindre eller større område. Det sted, hvor der kan skabes et afløb fra bassinet, strømmer vandet bort i et lille vandløb. Dette mødes ofte med andre små vandløb og på vejen ud mod randen vokser det til et større og større smeltevandsløb, der ofte slynger sig smukt i en nedsmeltet kanal i isen hen over overfladen. Hvis vandet på sin vej ikke møder en spalte, der kan fange vandet, kan det løbe helt ud til randen og der strømme af som et smeltevandsløb, der dræner et afgrænset område af isoverfladen. Hvis vandet møder en spalte styrter det ned i denne og så er der mulighed for, at der kan opstå en gletscherbrønd (moulin). Hvis vandmængden er stor nok og fortsætter længe nok, eventuelt gennem flere somre, kan brønden blive stor med en diameter på mange meter og meget dyb. Der er flere steder i

Indlandsisens randområde observeret gletscherbrønde der er 200-300 m dybe. Fra bunden af brønden strømmer vandet mod isranden gennem et rørsystem, der munder ud ved isranden. Hvis istykkelsen er mindre kan vandet nå helt ned til bunden af gletscheren og strømme bort langs denne og dukke frem ved en såkaldt gletscherport ved isranden.



Fig. 21. Spalter i Indlandsisen. Øverst i billedets midte anes et smeltevandsløb, der styrter ned i en gletscherbrønd. Gletscherbrønden er udviklet i forbindelse med en spalte, som fanger vandet i smeltevandsløbet.

I randzonen ser man også ofte spor efter forskydningsplaner i isen. Langs disse har isen på oversiden af planet bevæget sig hurtige end isen under, så ismasserne på de to sider af planet er blevet forskudt i forhold til hinanden. Man kan ofte se, at der på oversiden af forskydningsplanet er et overhæng, som et resultat af denne forskel i bevægelse. Hvis forskydningsplanet når igennem gletscheren til dens bund, kan der ofte være ført materiale op langs planet. Det er den væsentligste årsag til materiale på overfladen af isen i randen af iskapper. Når isen smelter frigøres materialet og der kan opstå markante overfladeformer og fænomener. Et typisk eksempel er de såkaldte snavskegler (dirt cones). Eksempler på disse kan ses i billedets mellemgrund på fig. 20. De kan ofte ses som en næsten på linie liggende række af kegler med et tyndt sedimentdække oftest bestående af finere materiale. Materialet kommer op til overfladen langs et forskydningsplan. Da materialet ikke er ensartet fordelt i planet bliver der varierende afsmeltningshastighed langs planet og derfor opstår keglerne. Hvis der er meget groft materiale, især store flade sten, kan der opstå det, man kalder et

gletscherbord. Det består af en piedestal af is, hvorpå der ligger en flad sten. De opstår, fordi stenen beskytter den underliggende is mod smeltning. Isen udenom og et stykke ind under stenen smelter og efterhånden kommer stenen til at ligge på en issøjle. Når søjlen når en vis højde vil stenen ofte styrte ned, og så kan processen i princippet starte forfra. Ofte ser man sådanne nedstyrtede sten ligge op imod resterne af en issøjle. Mindre sten kan faktisk have den modsatte effekt. De vil nemlig, især hvis de er mørkefarvede, smelte sig vej ned i isen, og så opstår der et næsten lodret hul i isen. Hvis der er tilstrækkeligt mange sten af passende størrelse kan isoverfladen fremtræde helt gennemhullet. Herved opstår det, man kalder en forvitringsskorpe (cryoconite surface).

Polerede overflader

Rundt omkring i landskabet finder man fjeldsider, der er fint polerede og reflekterer i sollyset. De dannes ved, at materialer har virket som sandpapir, når det er blevet transporteret hen over udsatte fjeldpartier med enten is, vand eller vind. Et meget flot eksempel fra toppen af TACAN området ses i fig. 22.



Fig. 22. Glat poleret klippeoverflade ved TACAN. Det er materiale transporteret ved bunden af isen, sandsynligvis en blanding af vand og sand, der har slebet overfalden.

I bunden af Indlandsisen bliver der optaget store mængder sand og sten. Mens isen langsomt glider fremad, skræbes sand og sten mod det underliggende fjeld, hvorved fjeldet poleres blankt. I stor

skala har denne proces været den vigtigste, der har været med til at forme landskabet omkring Kangerlussuaq, som vi ser det i dag. Der er således ingen skarpe fjeldtinder, hvilket skyldes, at Indlandsisen flere gange i løbet af de sidste 2.5 mio. år har overskredet og jævnet fjeldene. På de isslebne overflader ser man ofte ridser og hestesko-formede brud, der kan anvendes til at bestemme isens bevægelsesretning. Det ses f.eks. ved TACAN (lok. ?), på Keglen (lok. ?), umiddelbart foran Russells Gletscher (lok. ?) og ved grillstedet (lok.?). I alle tilfælde er bevægelsen fra øst mod vest.

Watson River transporterer i dag store mængder ler, sand og grus fra Indlandsisen og ud i Sdr. Strømfjord, hvor det aflejres. Under transporten skyller sedimenterne hen over flodens bund. De steder, hvor flodløbet snævres ind, stiger vandhastigheden og dermed flodens evne til at transportere sediment. Herved dannes strømhviler, stående bølger eller turbulent vand, som kan forvitte og forme klippeoverfladen. Det sker i dag ved Ekkodalen (lok), vandfaldet (lok) og ved broen over Watson River (lok). Ved forårsflommen eller når en af de tidligere issøer tømmes er denne proces mere intens. Bundformerne afhænger af de forskellige strømforhold. Under stabile vandhastigheder bliver overfladen poleret, men når der er stærk turbulens dannes ribber og jættegryder. Også da isfronten stod ved Keglen var denne proces aktiv og dannede en række spektakulære former som det kan iagttages ved broen over Watson River.

Jættegryder er fordybninger i klippeoverfladen, som er op til en meter i diameter og et par meter til flere meter dybe. De er dannet ved, at en strømhvirvel gennem lang tid har roteret en eller flere sten på samme sted, så der efterhånden er opstået en grydeformet struktur, ved at stenene har slebet sig langsomt ned i underlaget. Nogle steder kan man se de afrundede rester af stenene i bunden af jættegryden.