

Kvartærgeologiske undersøkelser i Randsverkområdet, Jotunheimen.

Av

PER JØRGENSEN

(Institutt for Geologi, Blindern, Oslo.)

Innledning.

Beliggenheten av det kartlagte området, nordlige halvdel av kartblad Refjell (1618 II), vil fremgå av Fig. 2. Berggrunnen innen området er kartlagt av professor, dr. phil. Trygve Strand (1951). Feltarbeidet, som er en del av Norges Geologiske Undersøkelses arbeider på landgeneral-kart Jotunheimen, er utført ved hjelp av kart i målestokk 1:50 000 og fly-foto i målestokk 1:40 000.

Jeg er takknemlig for all hjelp jeg har mottatt fra N.G.U. En spesiell takk skylder jeg statsgeolog, dr. phil. Gunnar Holmsen og statsgeolog Per Holmsen, som lot meg ta del i dette arbeidet, og som alltid har vært villige til å diskutere problemer såvel i felt som på kontoret. Nansenfondet har dekket noen utgifter til feltutstyr, og takkes for dette.

Regional beskrivelse.

Området mellom Rindtjørngjelet og sydligste del av Tesse.

Høyeste fjell innen det kartlagte området er Fuglhø på 1507 m o. h. På toppen av dette finner en spor etter rennende vann, ved at dette har erodert ut en tosidig spylereenne i morenematerialet (Fig. 1). Ifølge Mannerfelt (1945) er dette et tegn på at isoverflaten i dette området tilhørte ablasjonsområdet da denne toppen smeltet fram, og at ismassen allerede nå var klimatologisk død. Ved den videre avsmeltning vil isen trolig bli delt opp i isolerte partier, og vidnesbyrd om denne avsmeltning vil hovedsakelig være spor etter den glasifluviale akkumulasjon og erosjon.

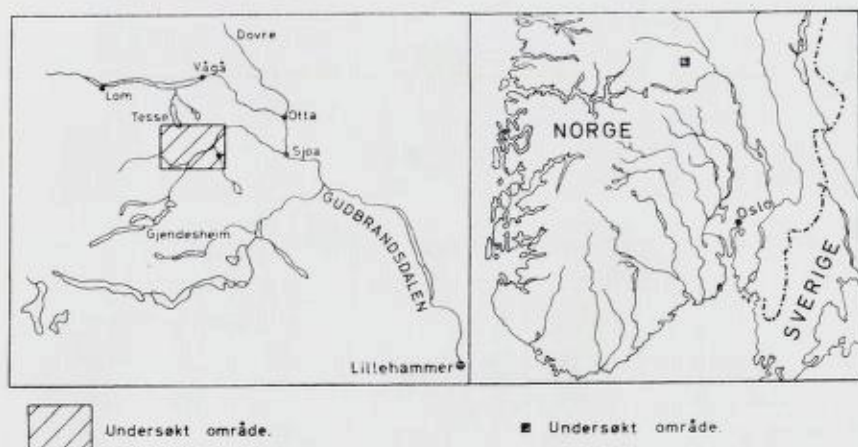


Fig. 2. Nøkkelkart for kartlagt område.

Location map.

Noe senere enn framsmeltingen av Fuglhøstopp var trolig situasjonen som skissert på Fig. 3: Vi ser at rett vest for midtre del av det kartlagte området ligger passpunktet mellom Rundhø og Fuglhø. I felt ser en tydelig at store vannmengder har kommet over dette passpunktet, og fortsatt videre ned Rindtjørngjelet.

Ramsli (1947) og Strøm (1956) mener å ha påvist at Jotunheimen dannet et eget glasiasjonssentrum under siste nedisning, og at isoverflatens fall innen det området som her er behandlet var mot N Ø. Den nevnte drenering mot N Ø over passpunktet ved Rindtjørna kan, efter min mening, kun forklares ved å anta at under dette relativt sene stadium i avsmeltingen var isoverflaten i Sjødalen høyere enn isoverflaten i Veodalen, og hindret en drenering mot S Ø. Dette betyr at vi her hadde en isoverflate som falt mot N V. I følge Lunde (1956) er det trolig at dette skyldes oppstuvning av en fremdeles dynamisk levende is i Sjødalen. Det er tydelig at dreneringen over dette passpunkt har foregått, ihvertfall delvis, subaerielt da en ikke finner ablasjonsmorene i selve elveløpene, men kun i haugene og ryggene rundt.

Muligens samtidig med dette har det vært en sterk subglasial drenering i Veodalen mot Ø. Spor efter denne finner en på begge sider av den resente Veo ved Saubui, der det ligger flere godt utviklede eskere. Disse er inntil 600 m lange og 10 m høye, og består av tydelig lagdelt sand og grus.

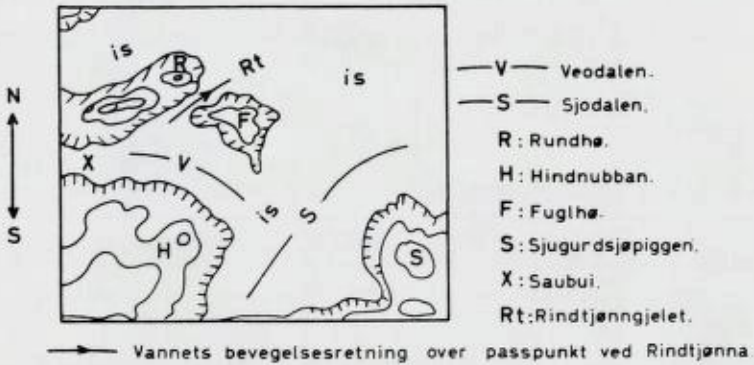


Fig. 3. Skisse som viser situasjonen noe etter fremsmeltingen av Fuglhø.

Sketch map showing the situation after the emergence of Fuglhø through the ice sheet.

Da det ikke finnes laterale spor i Rindtjønngelet etter det smeltevann som rant over ved Rindtjønn, er det rimelig å anta at den videre drenering foregikk subglasialt. Tydelige erosjons- og akkumulasjons-spor etter en subglasialt drenering i denne dal finner en i hele området mellom Fuglseter og Holbekken. Som det fremgår av kartet (Fig. 1) finnes det her et utall av eskere og kamer, og spesielt tydelige er flere lange eskere som slynger seg nedover dalsiden langs Holbekken. Retningen av dreneringen synes å ha vært mot N Ø ut gjennom Tesses dalføre. Flere grytehull som er spredt rundt i terrenget viser at under akkumulasjonen ble enkelte deler av isen begravet i grusmaterialet.

Området øst for Fuglhø.

Ytterligere spor etter avsmeltingen i dalsidene rundt Fuglhø, ned til ca. 1320 m o. h., er ødelagt på grunn av solifluksjon i morenematerialet. N Ø for høyde 1323 er det en ensidig og en tosidig spylerenne med fall mot N, og dette antyder at isoverflaten under denne del av avsmeltingen her hadde en fallkomponent mot N.

En ytterligere bekreftelse på dette får en noe lenger mot S, hvor et kraftig utviklet breelvløp, utformet som en renne i fast fjell begynner 1323 m o. h. Øverst har det retning mot N Ø, svinger så mot Ø og fortsetter rett ned dalsiden. Dette svarer til hva Mannerfelt (1945) har kalt en sadelskåre. Denne «skåre» fortsetter videre i en markert spylerenne, erodert i morenen, som følger dalsiden med et tydelig fall mot N. Det er naturlig å anta at det vann som kom ned dalsiden traff isoverflaten her,

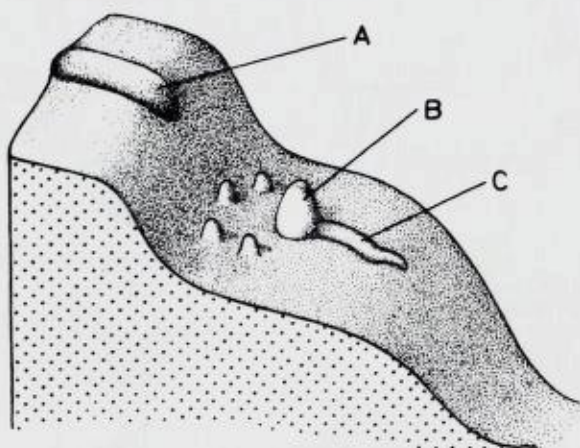


Fig. 4. Skisse over formelementene ved Blokkshaugene.
Sketch showing the morphological elements at Blokkshaugene.

og ble tvunget nordover. Det er mulig at det var dette smeltevann som begynte å erodere ut det vestligste av de kraftige breelvløpene Ø for Fuglho.

Breelvløpet begynner i noen rensfylte fjellområder med mye grovt blokkmateriale, men videre mot N har det erodert seg ned i morenematerialet, og her er selve elveløpet 20–60 m bredt og 4–8 m dypt. Da det ikke finnes ablasjonsmorene i selve elveløpet må trolig den siste del av dets utforming ha foregått subaerielt.

En prinsippskisse viser formelementene der det V-ligste breelvløpet ender (Fig. 4):

Breelvløpet ender ved A. Mellom A og B er det noen mindre hauger med ablasjonsmorene, mens ved B ligger to hauger som er bygget opp av blokkmateriale, og hvis høyder er 10–14 m (Blokkshaugene). Fortsettelsen av disse haugene er flere kraftige eskere som slynger seg nedover dalsiden, C. (Bare en haug og en esker er tegnet inn på Fig. 4.) Materialet i eskerne er enten svakt rundete blokker, eller middels sortert og lagdelt sand og grus. Enkelte av dem er inntil 300 m lange og 10 m høye. Som tidligere nevnt, er det trolig at den siste del av dreneringen over passpunktet foregikk subaerielt. De observerte formelementer ved Blokkshaugene, og deres beliggenhet kan forklares på følgende måte:

Vannet som kom over passpunktet møtte isoverflaten omtrent ved A. Her var isen trolig godt tildekket med ablasjonsmateriale, slik at vannet



Fig. 5. Samløp av to breelvløp nord for Jonsdalen. Sett mot syd.
Confluence of two glacial river beds north of Jonsdalen. Looking south.

rant et stykke ut på overflaten før det søkte seg ned under isen og la opp Blokkshaugene og eskerne nedenfor. Ved den videre nedsmelting ble de mindre haugene mellom A og B dannet. Fra eskernes lengdeutstrekning, som ikke bare er rett ned dalsiden, kan en slutte at den videre drenering var mot N V, ut gjennom Tesses basseng.

Ved et noe senere stadium i avsmeltingen har en fått dannet de noe lavere liggende elveløp lenger mot Ø som har vært drenert ut gjennom Jonsdalen (Fig. 5). Et av disse elveløp er ennå kraftigere enn det først omtalte, med maksimal bredde og dybde på henholdsvis 300 og 15 m. Disse kraftige smeltevannsløpene er kun dannet på V-siden av Jonsdalen, noe som igjen synes å vise at isoverflatens fall var mot N V. Dette understøttes av Lundes (1956) observasjoner, da han fant at isen vest for Sjolikampen hullet ut mot Sjødalen.

Hvorvidt smeltevannet som eroderte disse breelvløp kom fra Sjødalen eller Veodalen er på grunnlag av de feltobservasjoner som er gjort, vanskelig å avgjøre. I området mellom og øst for de nevnte breelvløp ligger flere kamer og eskere, som trolig er spor etter en subglacial drenering, som må ha foregått før, eventuelt samtidig med utformingen av elveløpene.

Det er tydelig at ved den videre avsmelting sank isoverflaten lavere enn passpunktet mellom Fuglhø og Gråhø. På V og SV siden av Veomyrin ligger flere terrasser som antas dannet lateralt, da deres ytterkant har vært isstøttet. Det er trolig at det lokalt dannet seg mindre randsjøer mellom isen og dalsiden opp mot Fuglhø.

Sporene etter den fluviale erosjon viser at vannet først gikk mot N, hvor det møtte den oppstikkende rygg V for Gråhø, og derfor ble tvunget til å fortsette under isen mot Ø eller S Ø. Hele dalsiden Ø for Veomyrin bærer spor etter en subglasial akkumulasjon.

Hvorvidt de kraftige spor etter den fluviale erosjon er dannet subglasialt eller subaerict er vanskelig å avgjøre, men flere steder finner en at erosjonsfurene har sin fortsettelse i subglasiale akkumulasjonsformer (lagdelte eskere) og omvendt, så det synes rimelig å anta at en stor del av vannerosjonen har foregått subglasialt.

Området rundt Veogjelet.

Spor etter den videre avsmeltning finner en på begge sider av Veo, syd for Veoknappen. På nordsiden av dalen finner en: Øverst er det et kraftig smeltevannsløp mot Ø. Dette smeltevannsløpet ender i et stort område med rensfylte blokker. Videre nedover dalsiden er det hovedsakelig spor etter den laterale og subglaciale akkumulasjon (Fig. 6). Det er flere steder tydelig at de laterale akkumulasjonsterrasser, som er inntil 800 m lange og 100 m brede, er dannet ut fra det tidligere, subglasialt tilførte materiale, da en flere steder finner rester av eskere som stikker opp gjennom terrasseflatene. Som det vil fremgå av kartet finner en disse akkumulasjonsformer nesten helt ned til dalbunnen. Enkelte steder ser en spor etter tydelige laterale vannløp som fortsetter i en lateral-terrasse, noe som viser at vannet istedenfor å erodere begynte å akkumulere, og flere steder finner en, som en også må vente, at det laterale



Fig. 6. Terrasser og eskere på nordsiden av Veo. Sett mot nordøst.

Kame-terraces and eskers on the northern side of Veo. Looking northeast.



Fig. 7. Spylerenner på sydsiden av Veodalen. Sett mot sydvest.

Lateral drainage channels on the southern side of Veodalen. Looking southwest.

smeltevannet har gått ned under isen, og lagt opp nye formelementer her. Selv om det ikke kan avgjøres med sikkerhet hvor det smeltevannet kom fra som la opp terrassene på N siden av Veo, så er det ut fra det observerte fall på isoverflaten (mot NV) rimelig å anta at det kom fra Sjødalen, og ikke fra Veodalen. Disse laterale terrasser er, i likhet med spylerennene på S siden av dalen (Fig. 7) tidligere omtalt av Rekstad (1904) og Strøm (1956). De nevnte spylerenner synes også å være dannet av smeltevann fra Sjødalen, som fulgte isranden over mot Veodalen, og ikke av vann som kom ut Veodalen, som antatt av Strøm (1956). På grunnlag av disse spylerenners størrelse kan en si at det var ganske enorme vannmasser som kom over fjellryggen her og eroderte seg ned i den leirholdige bunnmorenen, før det fortsatte ut på isen i Veodalen. Da disse spylerenner ligger lavere enn terrassene på dalens N side, må de være spor etter et ennu senere stadium i avsmeltningen.

Spylerennenes størrelse tyder på at det har vært en kraftig avsmeltning, og dette skulle en vente ville forårsake en rask senkning av isoverflaten. Det er da vanskelig å forstå dannelsen av disse spylerenner hvis de er strengt laterale, for selv om det kom mye vann, så ville den raske senkning av isoverflaten motvirke at dette vann eroderte i lengre tid på samme sted.

I følge Olav Liestøl (unpubl.) kan dette forklares ved å anta at spylerennene er dannet som skissert på Fig. 8. Morenematerialet på isoverflaten (ablasjonsmorenen) beskytter den del av isen som ligger inn mot dalsiden mot videre avsmeltning. Det dannes derfor en renne *i isen* i en

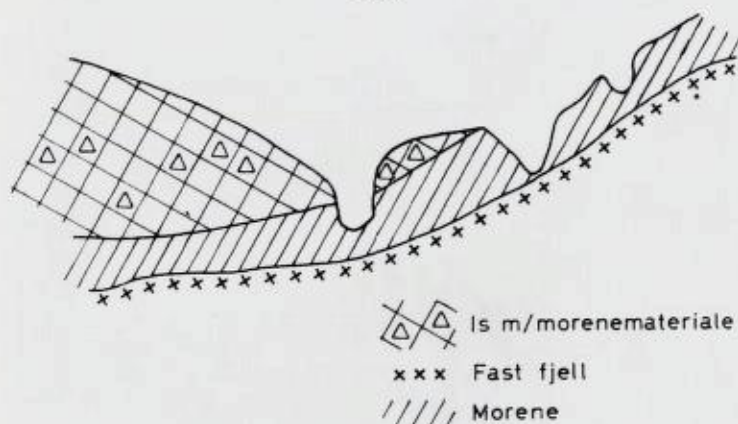


Fig. 8. Skisse som viser dannelsen av spylereenner.

Sketch showing the formation of lateral drainage channels.

(Olav Liestøl, pers. comm.).

viss avstand fra dalsiden, der smeltevannet samles og eroderer seg videre gjennom isen og ned i den underliggende bunnmorene. Denne dannelsesmåte, som er observert på Recherchebreen (Spitsbergen) står ikke i noen relasjon til den årlige avsmeltning, da det ifølge Liestøl kan ta flere år å få dannet en slik spylereenne.

Området øst for Gråhø.

En må anta at omtrent samtidig med dannelsen av de ovenfor nevnte formelementer rundt Veo, ble spylereennene på Ø-siden av Gråhø utformet. De viser at det her har vært en N-gående lateral drenering. Da spylereennene er relativt korte, synes vannet raskt å ha funnet seg vei under isen. Selv om det ikke kan bevises, er det mulig at det samme vannet som utformet spylereennene også akkumulerte de subglasiale formelementer (eskere og kamer) S Ø for Tjørbekkenes utløp i Rinda.

De mest imponerende formelementene i dette området er de kraftige elveløpene som starter på passpunktet mellom Gråhø og Rindhovda. De to østligste av disse elveløpene er tidligere beskrevet av Werenskiold (1918). Som påpekt av ham, synes det nødvendig at isen i Sjudalen har hindret en drenering mot Ø. Det er derfor rimelig å anta at også her var isoverflatens fall mot NV under denne del av avsmeltningen. Beskrivelse av disse elveløp vil en finne i Werenskiolds arbeide, så her vil kun bli



Fig. 9. Breelvløp ved Kverngrovi. Sett mot vest.

Glacial river bed at Kverngrovi. Looking west.

tatt med et foto (Fig. 9) som viser en del av det Ø-ligste løpet. Bredden kan være over 150 m og dybden inntil 14 m.

Da det er vanskelig å tenke seg at Rinddalen var isfri på det tidspunkt da isoverflaten i Sjødalen lå så høyt at en drenering over dette passpunkt var mulig, må en anta at disse elveløp, ihvertfall delvis er erodert subglasialt. Vannet synes å ha fortsatt videre i Rindas dal mot Ø.

Ved den videre avsmeltning vil det stadium nåes, som ved Veofjell, at selve passpunktet smelter fram og hindrer ytterligere drenering mot N. Etter dette kan den videre avsmeltning i Rinddalen og Sjødalen behandles hver for seg.

Sjødalen.

Vannet som tidligere kunne gå over til Rinddalen måtte fortsette enten lateralt eller subglasialt ned Sjødalen. Spor, trolig etter den laterale drenering langs en isrest finner en representert ved en stor mengde terrasser, som alle heller mot Ø. At en finner godt bevart bunn- og ablasjons-morene lavere enn terrassene tyder på at de er laterale dannelser, og ikke erosjonsrester etter terrasser som fylte hele dalen. Enkelte steder finner en ytterligere bekræftelse på dette, ved at terrassen slutter brått, men har en esker som sin nedstrøms fortsettelse. Disse to formelementer antas da å være dannet samtidig, men henholdsvis lateralt og subglasialt. Mangelen på korrelasjon i høyde mellom terrassene på de to dalsider er også et indisium på deres laterale dannelse.



Fig. 10. Sedimenter i terrasse. Sett mot vest.

Sediments in kame-terrace. Looking west.

Terrassene, som delvis er beskrevet tidligere av Werenskiold (1918) og Bakken (1953), finner en fra Ridderspranget og videre langs Sjoa helt ned til Leirflaten. Høyden av terrassene avtar nedover langs Sjødalen, og representerer trolig suksessivt yngre trinn i avsmeltningen. Sedimentene i de laterale terrasser er sterkt vekslende i kornstørrelse og sortering, og gjenspeiler meget varierende strømforhold (Fig. 10).

Ved Ridderspranget ligger en stor terrasse som ikke kan forklares som en lateral dannelse. Denne synes mer trolig å være dannet i en sjø, som var oppdemt av isen i Ø. Dette er forståelig, da det skjer en tydelig inn-snevring av dalen her. Foruten terrassens form, tyder også de relativt finkornede og velsorterte sedimenter i terrassen på en slik dannelsesmåte. En tilsvarende dannelsesmåte må en tenke seg for den store terrassen S for Nybrui, bare med den forskjell at nå lå den stengende isrest i N. At en nedenfor Ridderspranget kun finner spor etter den laterale akkumulasjon, og ikke erosjon tyder på at isoverflaten under denne siste del av nedsmeltningen var nesten horisontal. I følge Sund (1943) synes denne



Fig. 11. Jettegryter i Sjudalen, ca. 1 km sydvest for Ridderspranget. Sett mot øst.

Potholes in Sjudalen, ca. 1 km southwest of Ridderspranget. Looking east.

gradvise overgang fra lateral erosjon til akkumulasjon å være et felles trekk ved den siste avsmeltningsfase i flere av våre dalfører.

Ridderspranget.

Dannelsen av denne canyon er tidligere nevnt av Lunde (1956). Jeg er enig med ham i at denne mest sannsynlig er anlagt senglasialt eller subresent, da det finnes godt bevarte jettegryter fra øvre kant av canyonen og helt ned til bunnen (Fig. 11).

Rinddalen fra Skogstove til Leirflaten.

Denne del av Rinddalen er tidligere beskrevet av Bakken (1953), og vi er stort sett kommet til samme resultat. Spor etter en lateral drenering som er yngre enn dreneringen over Kverngrovi finner en fra Sørenseter

og videre langs Rinddalen til Leirflaten. Utviklingen synes å ha vært omtrent den samme som i Sjødalen, med en serie av suksessivt lavere liggende (yngre?) terrasser mot Ø.

Som tidligere nevnt, finner en mye subglasialt akkumulert materiale i Rinddalen. Flere meget store eskere, bestående av tydelig lagdelt, fluvialt akkumulert materiale og ofte delvis tildekket av en grov ablasjonsmorene, slynger seg nedover dalbunnen. Det er vanskelig å si noe mer enn at disse trolig er dannet hovedsakelig samtidig med og noe senere enn dreneringen over Kvernprovi.

Samløpet Sjoa-Rinda.

De to dalfører som ble beskrevet ovenfor støter sammen igjen ved Slettmoen. Som tidligere påpekt av Bakken finner en i dalsiden Ø for elvesamløpet spor etter en N-gående lateral drenering. Syd for samløpet med Rinda har en på begge sider av Sjoa de tidligere omtalte laterale terrasser, men videre mot Ø finnes svært lite av slike. Derimot finner en flere steder at dalsiden har et relativt tykt lag av leirholdig morene (bunnmorene), som ofte er gjennomslått av raviner. Det samme er funnet lenger mot Ø av Bakken.

Dette tyder på at den siste isrest som fantes i dette området lå her i Sjoas trange gjel, og det må antas at det var passhøyden her som var bestemmende for dreneringen under en stor del av siste fase i avsmeltningen.

Murudalen.

En mindre del av Murudalen faller innenfor det kartlagte området. Denne slake, modne dal er tidligere beskrevet av Lunde (1956). Som påpekt av ham, er det i dalsidene spor etter en N-gående lateral drenering, men vannet synes raskt å ha funnet seg veg under isen. Dette forklarer da dannelsen av det utall av kamer, eskere og øvrig glasifluvialt materiale en finner langs denne dal. Jeg er uenig med Lunde i at «akkumulasjonene er korte, sjelden mer enn 100 m», da jeg finner flere eskere som er betydelig lengre enn dette. Spesielt den 1,5 km lange esker syd for Meringdalsvatnet er et godt bevis for en meget sterk N-gående subglasial drenering langs bunnen av Murudalen.

I likhet med Sjødalen finner en også her sammenhengende lateralt akkumulerte terrasser og subglasialt avsatte eskere.

Det synes vanskelig å si noe mer om tidspunktet for dannelsen av disse former, i forhold til avsetningene i Sjødalen, enn at de trolig er dannet noe tidligere enn Sjoas store terrasse ved Nybrui. Dette er nemlig å vente på grunn av isoverflatens fall mot N.

Området rundt Smådølas utløp i Tesse.

De øvre spor etter lateralt dirigert vann som kom ut Smådalen finner en bare like over den nuværende dalbunn, og de er representert ved spylerenner og laterale terrasser. Dette er forståelig når en ser på den uendelighet av subglasialt dannede formelementer som ligger i dette området. Flere steder er det tydelig at en isdirigert drenering har krysset den nuværende dal i ca. 12 m over dalbunnen. For at dette skulle være mulig, måtte enten Smådalen ha vært fylt med is eller morene, eller dens canyon er erodert ut senere.

Det som derfor kan sies om den siste del av nedsmeltningen innen dette lille området er:

Det foregikk en liten lateral drenering samtidig med en subglasial dannelse av eskere og erosjon. Hovedmengden av det subglasialt akkumulerte materiale må en anta var tilført på et tidligere stadium. Ved den videre nedsmeltning fortsatte de samme subglasiale prosesser, mens den laterale drenering begynte å krysse Smådalen. Noe senere ble dannelsen av den 14 m dype canyon påbegynt.

Det skal nevnes at det rundt Smådølas utløp i Tesse ligger store mengder med godt sortert, dilatant silt (Fig. 12). Husker en på at materialet i de fluviale akkumulasjoner som ligger lenger mot V, gjennomgående er grovkornet og godt sortert, må en vente at finmaterialet ligger nærmere Tesse, da dreneringen gikk denne vei. Det er også forståelig at siltmaterialet ble akkumulert her, i samme høyde som passpunktet i nordenden av Tesse.

Måling av blokkorientering i de glasifluviale avsetninger.

Da det innen det undersøkte området er klare former, og smeltevannets bevegelsesretning i de fleste tilfeller er kjent, var materialet godt egnet til en undersøkelse av blokkorienteringen i glasifluviale avsetninger. Hensikten var å undersøke om en ut ifra blokkenes orientering kan si noe om retningen av vannets bevegelse.

En historisk oversikt og vurdering av de forskjellige måter for å løse



Fig. 12. Siltsedimenter ved Smådølas utløp i Tesse. Sett mot øst.

Silty sediments at the Smådøla's outlet in Tesse. Looking east.

dette problem finnes i et arbeide av Lundqvist (1948). Da jeg er enig med Lundqvist i hans vurderinger, skulle det være unødvendig å beskrive dette på nytt.

Krumbein (1940) fant at blokkene lå orientert med sin lengste akse slik at en stor % lå parallellt med vannets bevegelsesretning, mens Lundqvist (1948) fant at mest foretrukne orientering var på tvers av strømrretningen, og en annen men noe mindre foretrukken orientering var parallellt med denne retning.

Metode.

Det er målt retning og fall av lengste akse på de blokker hvor denne er meget tydelig. Som påpekt av Lundqvist er det tilstrekkelig å måle 50 akser, mens ytterligere målinger gir jammere og penere diagram. På grunn av det store arbeide med å grave fram 50 egnede blokker, har jeg i de fleste tilfeller nøyd meg med dette tall. Det er kun målt på blokker som lå innleiret i sand, for å unngå forstyrrelser fra tilstøtende blokkmateriale. Resultatene er fremstillet efter en metode som er angitt i Billings, Chp. 7 (1954).

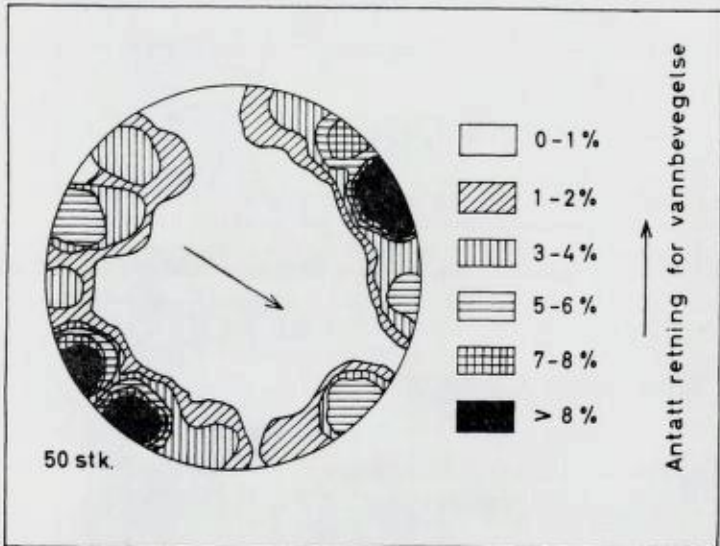


Fig. 13. Diagram som viser orienteringen av blokker i en esker. Pil viser strømretningen.
 Diagram showing the petrofabric of boulders in an esker. Arrow indicates direction of flow.

Resultat.

På diagrammene Fig. 13 og 14 er tegnet resultatet av syv serier med målinger. På diagrammene er dessuten inntegnet en pil som viser vannets strømretning, slik denne er gitt på grunnlag av formelementene, og ikke som et resultat av aksemålingene. Diagrammet på Fig. 13 er fra en esker, mens de 6 diagrammer på Fig. 14 er fra forskjellige lateralterrasser. Resultatene stemmer meget godt med det som ble funnet av Lundqvist (1948), nemlig at orienteringen på tvers er mer utpreget enn orienteringen parallellt med strømretningen.

Selv om det ved denne metode synes mulig å fastslå transportretningen, f. eks. N-S, så er det vanligvis mer om å gjøre å få vite om vannet kom fra N eller S. Dessverre finnes det ingen foretrukken aksefallretning, medstrøms eller motstrøms, i disse sedimenter. Det nevnte spørsmål synes derfor ikke å kunne besvares ved bruk av denne metode.

Kanskje ville et materiale der to av aksene er tilnærmet like lange og større enn den tredje, vært mer egnet til en slik undersøkelse.

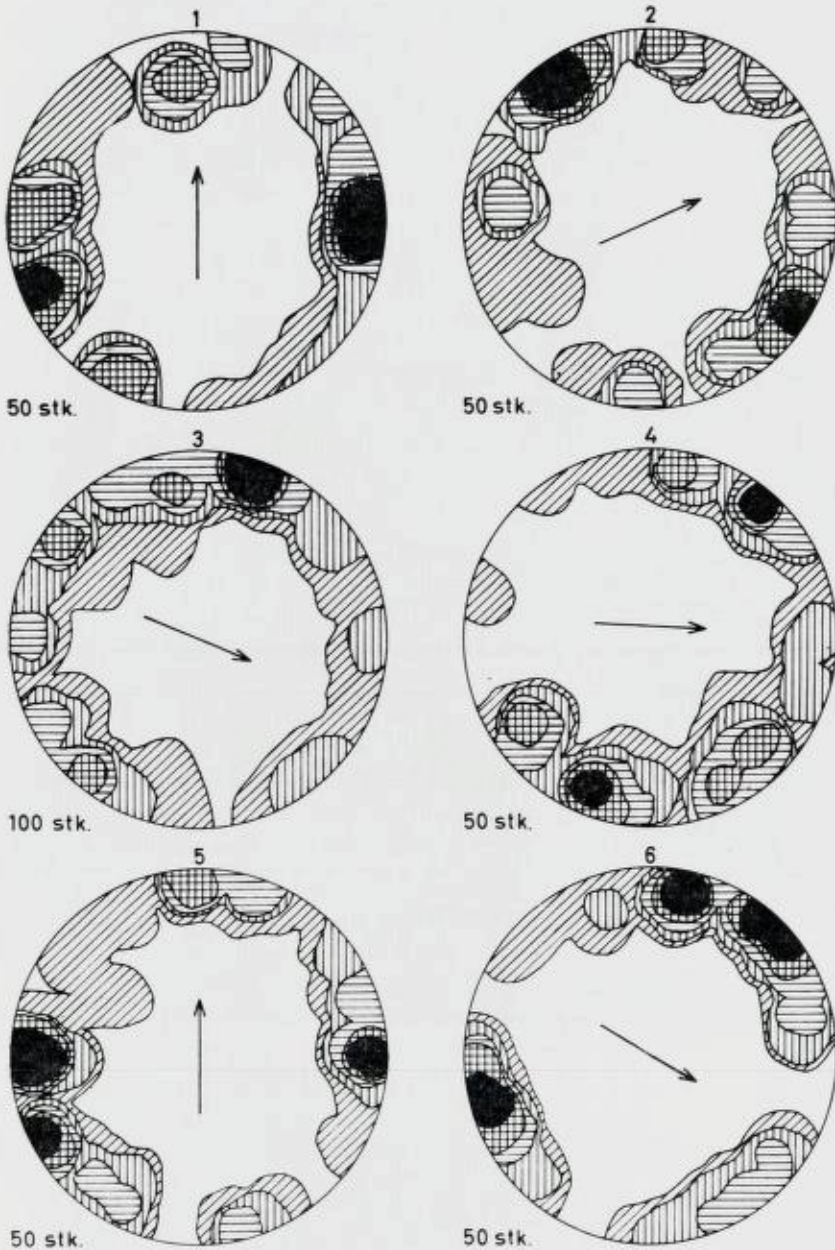


Fig. 14. Diagram som viser orienteringen av blokker i laterale terrasser.
Pil viser strømretningen.

Diagram showing the petrofabric of boulders in kame-terraces. Arrow indicates direction of flow.

Summary.

A short account is given of the Late Pleistocene deglaciation and drainage in an area of Jotunheimen (Fig. 2). Already at the beginning the mountain tops emerges through the ice sheet, and it is possible to follow the developing deglaciation from the distribution of deposits and erosion marks (Fig. 1). These features were more and more influenced by the land forms, during this period. Different, more or less distinct, stages of drainage were established, to which the various features can be assigned:

1. Water from Veodalen drained to Rindtjørngjelet through the gap between Rundhø and Fuglhø (Fig. 3) and continued, probably subglacially, to the northeast.
2. In this stage, some large river beds formed as melt water drained from Veodalen to Rinddalen through the gaps between Fuglhø and Gråhø. This indicates that the ice surface had a dip to the northwest. A sketch (Fig. 4) shows the morphological elements and their position at Blokksaugene. Melt water came out the river bed that ends at A and continued out onto the ice, which probably was covered by superficial moraine. Then the water continued subglacially, forming the kames B and the eskers C.
3. The large kame-terraces on the northern side (Fig. 6), and the lateral drainage channels on the southern side of Veodalen (Fig. 7) were probably formed when the water from Sjudalen drained to Veodalen.
4. The water that drained from Sjudalen to Rinddalen formed the large river beds at Kverngrovi (Fig. 9) and probably subglacially accumulated the large eskers in Rinddalen.
5. Contemporary drainage in Sjudalen and Rinddalen formed various kame-terraces, eskers and kames in these two valleys.

In samples from an esker and six kame-terraces, it was found that the longest axes of the pebbles showed preferred orientations with respect to the direction of stream flow (Figs. 13 and 14), but no distinct pebble imbrication was found.

Litteratur.

- Bakken, A.* (1953): Isavsmeltningen i området Øvre Heidalen-Flatningen. Hovedfagsoppgave i Fysisk Geografi ved Universitetet i Oslo, 1953 II.
- Billings, M. P.* (1954): Structural Geology. Prentice-Hall, Inc.

- Krumbein, W. C.* (1940): Flood gravels of San Gabriel Canyon, California. Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 51, p. 639-676.
- Lunde, T.* (1956): Isavsmeltingen i et område sør for Sjødalen. Hovedfagsoppgave i Fysisk Geografi ved Universitetet i Oslo, 1956 II.
- Lundqvist, G.* (1948): Blockens orientering i olika jordarter. Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. C., N:o 497, Årsbok 42 (1948) N:o 6.
- Mannerfelt, C.* (1945): Några glacialmorfologiska formelement och deras vittnesbörd om inlandsisens avsmältningmekanik i svensk och norsk fjällterräng. Geogr. Ann. 27.
- Ramsli, G.* (1947): Siste istid i Gudbrandsdalsfjellene, Norsk Geogr. Tidsskrift, bd. XL, h. 5-6, s. 253-261.
- Rekstad, J.* (1904): Fra det nordøstlige Jotunfjeldene. Norges Geologiske Undersøkelse, No. 37, Årbok for 1904.
- Strand, T.* (1951): The Sel and Vågå map areas. Norges Geologiske Undersøkelse, Nr. 178.
- Strøm, K. M.* (1956): The Disappearance of the last Ice Sheet from Central Norway. Journ. of Glaciology, Vol. 2, Nu. 20, p. 747-755.
- Sund, T.* (1943): Isavsmeltingens forløp i Hallingdals- og Hemsedalsfjellene. Norsk Geogr. Tidsskrift, bd. IX, h. 6, s. 241-261.
- Werenskiöld, W.* (1918): Forladte glacial elveløp ved Randsværk i Vaage. Norsk Geol. Tidsskrift, Bd. 4 (aargangene 1916 og 1917).