

Isavsmeltingen i og omkring midtre Gudbrandsdal.

Av

JAN MANGERUD

Innhold.

	Side		Side
1. Forord	223	5. Gudbrandsdalen	246
2. Eldre arbeider	224	Sedimentpetrografiske studier ...	246
3. Isskillet og bevegelsesretninger belyst ved skuringstriper	227	Kornfordelingsanalyser ...	246
4. Fjellområdene	230	Steintelling	250
Området mellom Gudbrands- dalen og Fryadalen	231	Frya-Harpefoss	253
Krøkla-Skarven	231	Fryas munning	253
Grønnfjell-Kvitberget ...	234	Fossæns munning	256
Området N for Vinstradalen ...	238	Auglas munning	258
Omkring Masdølstjern ...	239	Oversikt, konklusjon	260
Området S for Vinstradalen ...	241	Harpefoss-Vinstra	262
Fra Gålåvann mot N til Jora	241	Svartløkken-Granmorken	262
Området ved Valsvann ..	241	Sulas munning	262
V for kartet, fig. 4	241	Vinstras avsetninger	264
De glaciologiske forhold under avsmeltingen i fjellområdene ..	242	Vinstra-Kvam	268
Isoverflatens skråning	242	Sundet-Tårud	268
		Veiklas vifte	268
		S-sida i Kvam	269
		Oversikt, konklusjon	270
		6. Summary	272

1. Forord.

I fire somre (1959-1962) har jeg utført kvartærgeologisk kartlegging for Norges geologiske undersøkelse. Jeg skal her legge fram en del av resultatene fra dette arbeid, og vil da nytte anledningen å takke statsgeolog dr. philos. Gunnar Holmsen og statsgeolog Per Holmsen, som jeg har vært medarbeider for. De har hele tiden vist stor interesse for mitt arbeid, og diskutert problemer både ute i feltet og på instituttet.

Parallellt med meg har cand. real. Ole Fredrik Bergersen arbeidet sydover i dalen. Vi har hele tiden hatt et meget nært samarbeid, og mine konklusjoner bygger derfor nødvendigvis dels på hans undersøkelser. Jeg vil her takke ham for dette gode samarbeid.

Jeg vil også rette en takk til dosent dr. philos. Hans Holtedahl. Foruten stadige diskusjoner og rettleiding, har han gått gjennom manuskriptet og oversatt Summary.

Endelig vil jeg takke en lang rekke andre som har vært meg til hjelp, det gjelder ikke minst frk. Ellen Irgens, som har rentegnet de fleste figurer, og min lærer i geografi, professor dr. philos. Just Gjessing, som har gitt meg meget av min interesse for isavsmeltingen.

2. Eldre arbeider.

Områdene omkring Gudbrandsdalen og Østerdalen har inntatt en sentral plass i norsk kvartærgeologisk debatt. Særlig i tidsrommet 1885–1920 kom en rekke avhandlinger, dels fra våre fremste geologer.

Det var Jens Esmark som, i 1824, var den første som fikk ideen om at isen hadde hatt større utbredelse i Norge. Han vant imidlertid ikke umiddelbar tilslutning av alle geologer.

J. C. Hørbye (1855) holdt seg til Sefströms teori om «rullestensflod». Et par av hans avhandlinger fikk, tross dette, stor betydning for bestemmelsen av isskillet i disse områder. Ved studier av «friktionsmerker» (skuringstriper) og erratiske blokker nær riksgrensen, kom han nemlig til «. at Masserne for fra Øst at kunde naae Rigsgrændsen have tildels maattet bevæge sig opad mot Terrænets naturlige Hældning». Senere (Hørbye 1857) gjorde han studier over større områder og la i Gudbrandsdalen skillet for bevegelse mot N og S i Sel.

T. Kjerulf var vel den første i Norden som anvendte glacialteorien i sin fulle utstrekning til forklaring av morenejordartene (Bjørlykke, 1913). I «Udsikten» skrev Kjerulf (1879) om erratiske blokker, skuringstriper og morener: «Det bliver da ganske overraskende at se, til hvilken styrke disse mærker samle sig om at angive visse stadier for et tilbakesmeltende eller for et fremkrybende isdække.» Han tegnet så en rekke avsmeltingsstadier fra kysten og innover (ved hjelp av endemorener). Den siste is mente han lå i høyfjellsområdene.

Av utenlandske forskere ble setene nordligst i Gudbrandsdalen trukket inn i diskusjonen. Dette refereres av P. A. Øyen (1896). Her skal bare nevnes at det finnes lignende dannelser i Glen Roy i Skottland. Disse

“the parallel roads of Glen Roy”, tolket Agassiz som strandlinjer fra bredemte sjøer.

Et avgjørende arbeid ble A. M. Hansen: «Om seter eller strandlinjer i store høider over havet» (1886). Etter markbeskrivelsene diskuterer også han “the parallel roads of Glen Roy”, hvorfra han legger ved et kart. Jeg siterer: «. . . i det hele har bevegelsen spredt seg vifteformig ud fra vinkelens toppunkt ved Fort William. I de dale, hvor *Parallel Roads findes*, repræsenterer dette en bevægelse oppad, mod vassdragets løp. Fra alle skar går nu for tiden elve til begge kanter, som tilsammen har udgjort bræns gamle leie. Når nu isdækkets afsmelting var nået under skarets høide i en dal, måtte der nødvendigvis stænges inde et vand, dannet af nedbøren på selve stedet, af overfladevand fra brænen og af det vand, der altid siver ud af bræns ender».

Dermed var idéen unnfanget, og han overførte den til Norge. Han fant, både for Skottland og Norge, at setehøydenes stemmer med passhøydenes. Videre at seteregionens sørgrense er «. . . linjen Sel–Atneosen–Lomnæs–sjøen–Rendalssølen–Långå – en linje der – når et par observasjoner settes ud af betragtning – noiaktig falder sammen med det efter Hørbyes kart optrukne bræskille. Observationene bestyrker hverandre».

Han tegnet så et kart over tilbaketrekningstadiene, i overensstemmelse med at den siste isrest skulle ligge etter nevnte linje.

Men Hansen vant ingen umiddelbar tilslutning. Kjerulfs idé, at isen trakk seg tilbake til fjellområdene, var den herskende. Setene ble da forklart som vannbehandlede sidemorener (Reusch 1886, Blytt 1891, 1892, for de S-lige deler av dalen også Øyen 1898, 1899), eller som strandlinjer fra sjøer demmet av dalbreer ut Ottadalen (Øyen, 1896, 1916, Rekstad 1896).

I de områder jeg har arbeidet er det J. Rekstad (1895) og W. Weren-skiold (1911) som har utført størst feltarbeid. Rekstad mente å finne en rekke endemorener oppover i Gudbrandsdalen, og satte disse i forbindelse med dalbreer som løp ut fra de høyeste fjellområder. Weren-skiold sluttet seg for Frons vedkommende til Rekstad. Han utfylte bi!det, ved fra end. morenene å finne sidemorener i dalsidene.

Foruten det nevnte kom Reusch (1894, 1900, 1901, 1910) med flere innlegg, oftest med brodd mot Hansen. Etterhvert kom han imidlertid fram til et syn på isavsmeltingen som stemmer forbausende med dagens oppfatninger. Han skriver f. eks. (1901): «Overhovedet gaar min erfaring ud paa, at man i hele det søndenfjeldske Norge kun finder svage spor til endemoræner mellom kyststrøgene, hvor de til dels er betydelige, og de

nuværende isbrægne. Afsmeltingen af istidens bræmasser kan ikke have gaaet for sig saaledes, at der, medens den stod paa, har ligget virksomme bræer som istunger ned gjennom de forskjellige dale. Mangelen paa endemoræner er en støtte for den forestilling, man er ledet ind paa af andre grunde (de opdæmmede innsjøer), at isdækket i det søndenfjeldske under afsmeltingen laa hen som en død masse, der gradvis aftog i tykkelse og omfang til, den ganske svandt bort».

Det avgjørende arbeid om setene ble G. Holmsen (1915): «Brædæmte sjøer i Nordre Østerdalen». Han utførte nemlig et stort markarbeid med nøyaktige nivellementer, og brakte på den måten orden i setenivåene og fikk dem til å stemme med passhøydene. Hans konklusjon var direkte i tråd med Hansens idéer.

Med noen modifikasjoner godtar nå også Reusch (1917) disse teorier, og dermed avsluttes den lange, men fruktbare debatt om avsmeltingen i Det sentrale Norge – i denne omgang.

For Gudbrandsdalen skulle det gå en mannsalder uten nye arbeider. Det var C. M:son Mannerfelt (1940, 1945) som blåste nytt liv i studiene av Sentral-Norges isavsmelting. Hans grundige arbeid skisserte opp nye metoder og synspunkter som bygde på undersøkelser av nåtidige breer. Det er imidlertid ingen som har studert nedre Gudbrandsdalen under disse synsvinkler.

Rekstads og Werenskiolds oppfatninger om aktiv tilbakesmelting i Gudbrandsdalen synes å ha holdt seg. O. Holtedahl (1953, 1960) støtter i alle fall denne oppfatning i sine store oversiktsarbeider «Norges geologi» og «Geology of Norway». Jeg siterer (O. Holtedahl 1953): «Forholdene er her i hoveddalføret for det meste temmelig forskjellige fra de østlige dalførers idet det er mindre av de mektige dalfyllinger som vi ovenfor har hørt om. Lienes morenedekke som er Gudbrandsdalens viktigste dyrkningsjord og som i stor utstrekning er av leirkarakter, går på lange strekninger ned til de lavtliggende elvesletter. Det ser ut som det har vært en langt mindre smeltevannstransport og også mindre av dødis-smelting. vi må da også være oppmerksom på at Gudbrandsdalens beliggenhet er en annen enn de østlige dalførene, både med hensyn til forholdet til de største bresjø-områder og til det strøk som i særlig grad ga muligheter for en aktiv brevirkosomhet langt frem i tiden, nemlig Jotunheimen. Med dette kan det stemme at det på flere steder forekommer store grusmasser som har vært oppfattet som endemorener».

J. Gjessing (1955) har imidlertid en annen oppfatning. Han sier han «har besøkt en del løsavleiringer som tidligere ble antatt å være ende-

morener. Disse synes, i alle fall for en del, å være (glaci-)fluviale avsetninger. Materialet i mange er ført ned av sidebekker og kanskje i første omgang avlagt ved en iskant i dalsiden».

3. Isskillet og bevegelsesretninger belyst ved skuringstriper.

Skuringstriper lages av en bre i bevegelse, men foran nåtidige breer ser vi at de kan avsettes under kortvarige framstot. Jeg finner det sannsynlig at det overveiende antall striper er så å si fra siste bevegelse i isen, og derved nær samtidige.

Skuringstripene er samlet på fig. 1. Mine egne observasjoner er her gitt samme nummer som i tabell 1.

I den lyse sparagmitt omkring Rondane finnes svært få skuringstriper. I Trondheimsfeltets skifre noe N for kartet kjennes imidlertid flere N-lige striper tilsvarende min observasjon nr. 1. Mellom Gudbrandsdalen og Atnedalen må derfor isskillet ha ligget i eller svært nær Rondane.

I de V-lige deler av kartet, fig. 1, har T. Lunde (1956) arbeidet. Jeg skal kort referere hans synspunkter. Langs øvre Sjøa og videre mot NØ er isbevegelsen mot NØ. Fra denne retning bøyer den av mot Ø og S i alle forsøkninger (daler). Hans tolkning skulle gå klart frem av fig. 2. Han mener det var en høyerygg som skrånet fra Jotunheimen mot Sel, med isbevegelse langs denne og vifteformig ut mot sidene. Isen var så avhengig av topografien at han mener den ikke var særlig mektig på dette stadium, kanskje endog de høyeste toppene (16–1700 m o. h.) har stukket opp.

Tolkningen synes tilfredsstillende for områdene S for Ottadalen. Både i Otta- og Gudbrandsdalen peker imidlertid stripene mot SØ lenger N og Ø enn han tegner isskillet.

Spørsmålet er om isen også på «innlandsisstadiet» for en stor del har drenert ut hoveddalene. Også videre S-over følger stripene i store trekk Gudbrandsdalen. Ifølge R. F. Flint (1961) synes dette å stemme med forholdene på Grønlands innlandsis: «The western mountains are less high. They, too are transected by outlet glaciers and, in addition, by ice streams, which are localized streams of relatively rapidly flowing ice within the body of the ice sheet, sharply marked out by transverse crevasses and by an elongate depression in the ice surface. They are seen to extend inland (80 km in places) at least as far as the firn limit, beyond which they are covered with snow. One of them seems to follow the line

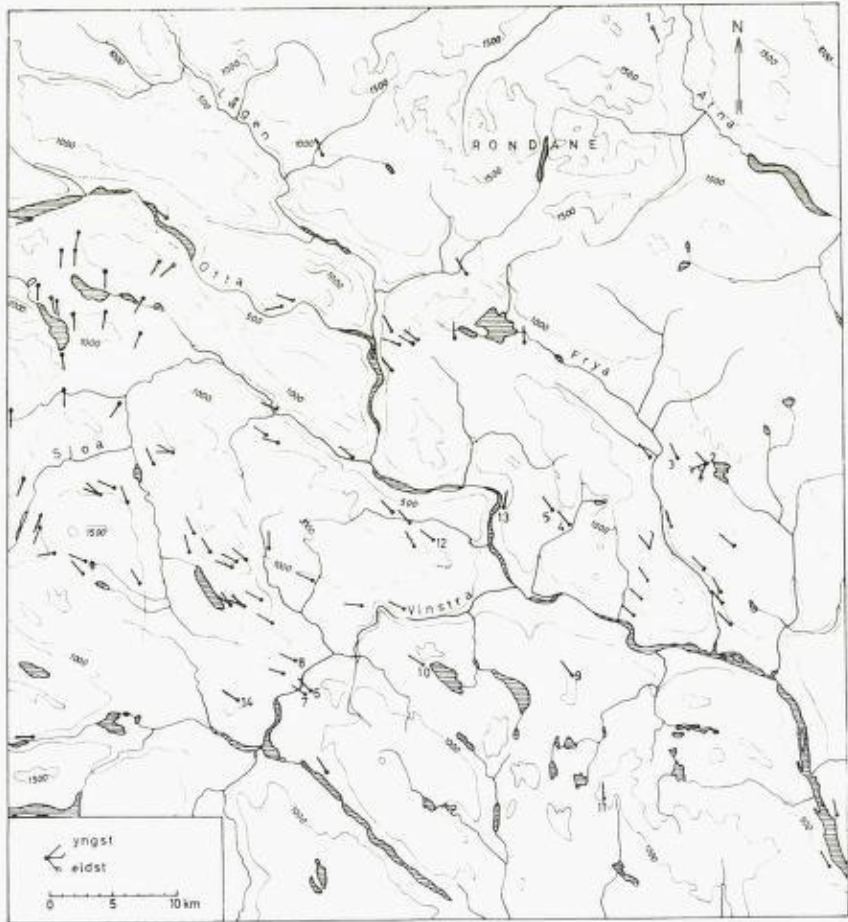


Fig. 1. Kart over skuringstriper. Tallene henviser til tabell 1 (egne observasjoner). De øvrige striper er tatt fra J. Rekstad (1895 -96 -97) W. Werenskiold (1911) G. Ramsli (1948) O. Holtedahl (1953) T. Lunde (1956) og P. E. Balteskard (1958).

Map showing glacial striae and their orientation.

of a broad, shallow, subglacial valley. These ice streams can be compared with currents within the body of the sea and are evidence of differential, streaming flow within the ice sheet.»

På fig. 3 har jeg antydnet hvordan forholdene kan ha vært. Er dette bilde riktig, har det vært flere sentra som bevegelsen har gått ut fra, og

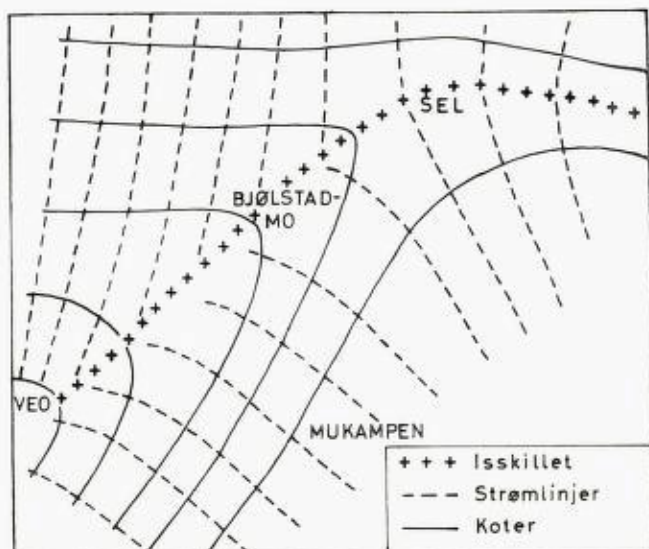


Fig. 2. «Isens stilling under siste aktive fase av siste nedising» etter T. Lunde (1956).

Position of ice-shed, contourlines of ice surface and direction of ice movement during last active stage of the ice in western part of area.
After T. Lunde (1956).

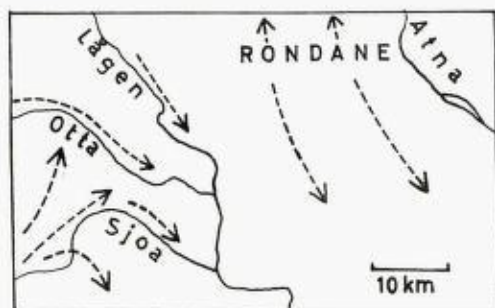


Fig. 3. Pilene viser antatte isbevegelsesretninger under siste aktive fase.
Arrows showing supposed direction of ice movement during last active stage.

ikke et klart definert isskille som lenger Ø. (Se f. eks. «Glacial map of Norway», O. Holtedahl, 1960).

De kryssende striper (nr. 2, fig. 1) er helt klare og meget interessante.

På grunnlag av så få observasjoner vil jeg foreløbig ikke trekke noen konklusjoner.

Tabell 1. *Skuringstriper* (egne observasjoner).

Henv. til nr. på kart fig. 1	Lokalitet, anmerkninger	H. o. h.	Retning 400* korrigert misvisning
1	Simlehø (NØ-hjørnet av Rondane). Flere lokaliteter nær hverandre	1350	366
2	V for Flaksjøen. På en flate: Mange striper på 28* går med mellomliggende over til 66*, som er flere enn de mellomliggende, men færre enn 28* Yngste, svært mange Annen flate (lavt): En Flere Tredje flate (frittliggende haug): Nesten utvisket Vanlig NV for Svartfjell	900-50	28 66 142-52 68 138 24 136 146
3	Slavollkampen	960	164
4	Brandvolseter (ved Sula)	900	151
5	Lauvåsen seter (ved Sula)	900	154
6	Skåbu bakli. Der Kasla renner under hovedvegen	750	150
7	Ved veien et par km lenger V enn sistnevnte	750	140
8	Skåbu. Ved n. Heltåen	850	121
9	Skjeraldkampen (flere steder)	1000	153
10	1 km NV for Feforvannet (stor flate)	900	130
11	Kantliknappen	1050	190
12	Glupbekken ved Ødalen	850	137
13	Straks S for Bosåen i dalbunnen ved Kvam. Utydelig	260	208
14	Toppen av Skalfjell	1155	135

4. Fjellområdene.

Undersøkelsene i fjellområdene har vesentlig hatt følgende formål:

1. Klarlegge smeltevannets dreneringsveier og på grunnlag av disse finne
2. isoverflatens skråningsretninger og en eventuell iskulminasjons beliggenhet.
3. Få et bilde av de glaciologiske forhold under avsmeltingen i områdene omkring Gudbrandsdalen.

Jeg har bare vært interessert i en regional tolkning for angjeldende område og har ikke gjort noen detaljerte, prinsipielle studier. En del spor er utelatt i omtalen, da de ikke har betydning for helhetsbildet.

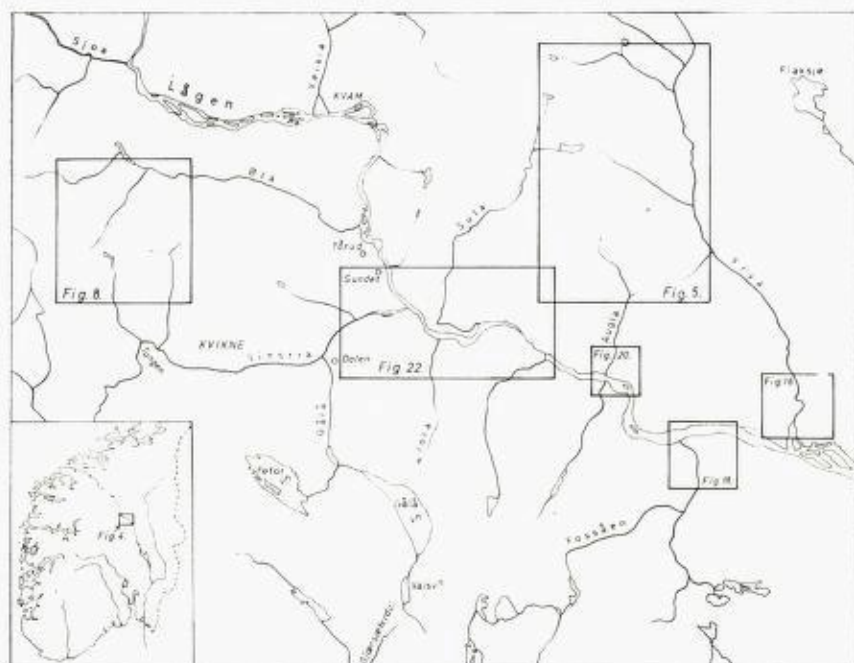


Fig. 4. Oversiktskart.
Situation map.

OMRÅDET MELLOM GUDBRANDSDALEN OG FRYADALEN

Smeltevannsporene i dette fjellpartiet er inntegnet på fig. 5, hvis lokalisering fremgår av oversiktskartet, fig. 4.

Krokla-Skarven.

De høyeste smeltevannspor jeg har funnet mellom Gudbrandsdalen og Fryadalen ligger i de N-lige deler av fig. 5.

V for Skarven har vært overløp mot N til Lystjern. Her går en rekke slukrenner i løsmateriale ned lia. I det flate området omkring Lystjern har vært noen akkumulasjon. Videre har vannet fulgt Himlysa dal. Lenger Ø, mellom Skarven og høyde 1207, er et dendrittisk mønster av renner mot Himlysa. De er helt overveiende i løsmateriale og 4-5 m brede. De begynner ved passet og representerer tydeligvis yngre overløp

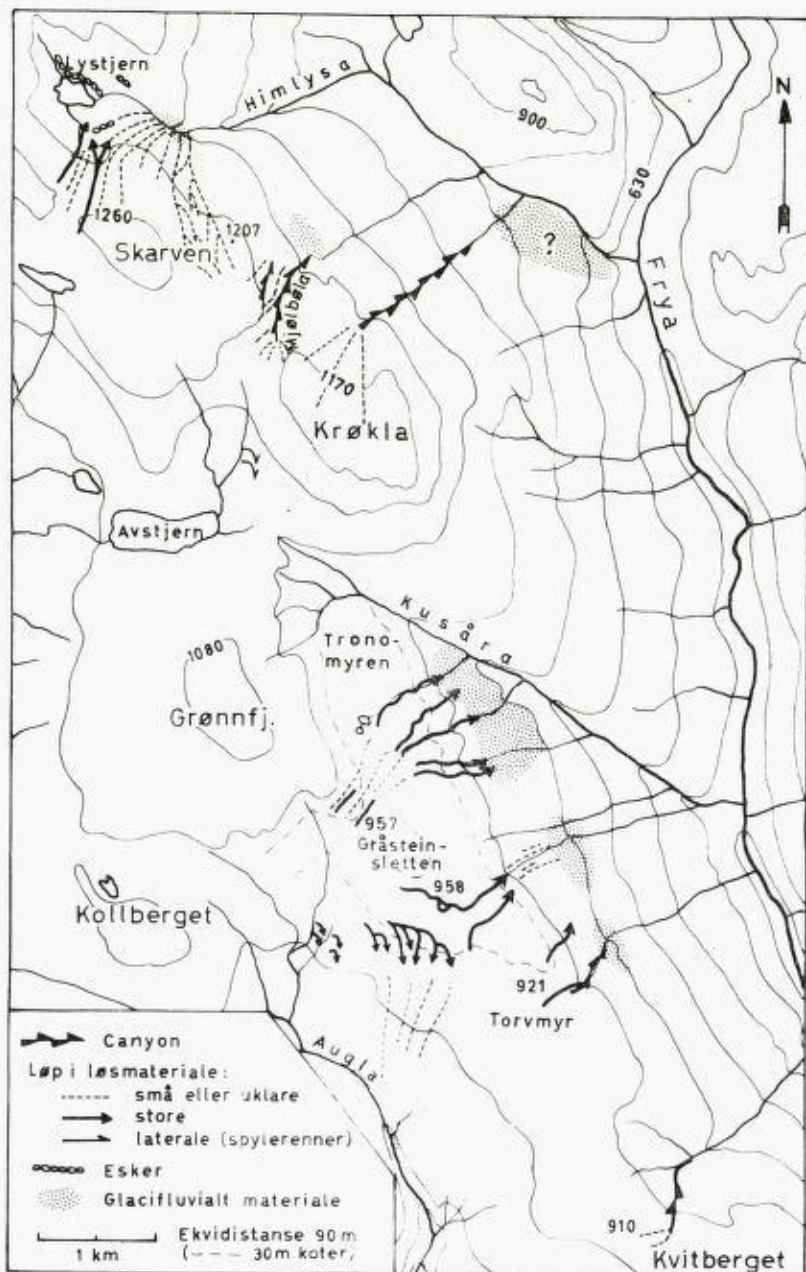


Fig. 5. Kart over endel av fjellet mellom Frya og Gudbrandsdalen.

Meltwater channels and deposits in the mountain area between Frya and Gudbrandsdal.

enn de ovenfor omtalte. Ned mot Himlysa blir fallet så sterkt at vannet må ha gått ned under isen. Nede i dalen sees noen akkumulasjoner.

Ennå yngre overløp er, videre mot Ø, representert ved renner og små canyoner over vannskillet og nedover lia på N-sida, inntil det laveste punkt i passet, hvor det er et stort sadelskår, Mjølboå, som bygdefolket kaller det.

Det er mange (de fleste små og utydelige) tilløp til Mjølboå, i forskjellige nivåer. Tilløpene er svakt hellende og begynner uten brå nedskjæring. Vannet må derfor ha rent med rolig fart inn fra isoverflaten. Det øverste av disse løp ligger så høyt at det vesentligste av gjennomskjæringen av passet må være subaeril.

Selve canyonen begynner S for passet og skjærer seg gjennom dette. Bakveggen er bratt, så vannet fra de omtalte tilløp må ha fosset ned. Canyonen er 10–15 m dyp, og noe bredere og fortsetter 5–600 m nedover lia.

Nedenfor er materialet akkumulert i en uryddig, men dog forholdsvis jevnhøy fylling. Materialet skiller seg ut fra morenen ved overflateformen og i flere snitt langs en setervei. Det er utvasket, men kantet og dårlig sortert.

Prinsippet i min tolkning er vist ved fig. 6. Hvor vannet har rent etter at det har akkumulert sitt materiale, er ikke mulig å si sikkert, da det ikke finnes noe spor, men antagelig har det fortsatt videre nedover lia.

Ø for Mjølboå er en canyon av samme størrelsesorden. Den begynner imidlertid et godt stykke ned i lia (N for Krøkla). Denne har jeg dessverre bare såvidt vært og sett på, og jeg vil følgelig ikke omtale den nærmere.

SV for Krøkla, i lia mot Avstjern er fire lateralrenner, eller skvalserpentinere etter Mannerfelts terminologi. De ligger tett ved hverandre, ifølge lommebarometer 1030 m o. h. Den største er 8–10 m dyp og 10–15 m bred i løsmateriale.

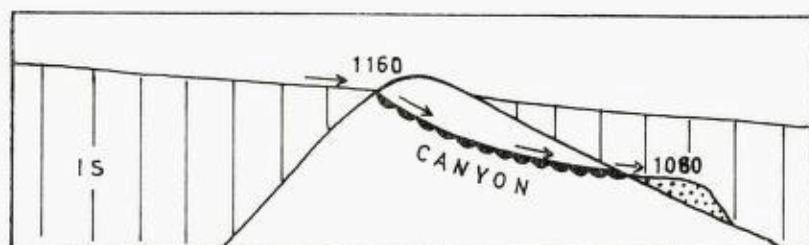


Fig. 6. «Situasjonsbilde» fra den seneste tid smeltevann rant i Mjølboå.

Gully incised by meltwater.

Vannet har her kommet på isoverflaten omlag fra V, svinget såvidt innom dalsida og rent ut på isen igjen med retning mot Kusåra.

Konklusjon. Jeg har omtalt en rekke overløp over vannskillet som viser en N-lig komponent av isoverflatens helning, da den her lå ca. 1200 m o. h. Etter å ha fått kontakt med bakken har vannet gått ned under isen, og dets vei kan tildels følges langt nedover, men forsvinner alltid. Skvalserpentinene viser en Ø-lig komponent av isoverflaten.

Grønnfjell-Kvitberget.

I dette området er flere smeltevannløp over vannskillet til Fryadal, og også andre dreneringsmerker (fig. 5). Deres innbyrdes aldersforhold er ikke helt klart, men høydeforskjellen mellom overløpene tyder på at de N-ligste er de eldste. For beskrivelsen er det enklest å begynne i SØ.

V for Kvitberget er ei slukrenne. Ved innløpet og mot SV er terrenget ganske flatt. Her sees svake spor etter rolige tilløp. Selve slukrenna er en canyon i fast fjell, 4–5 m dyp, 6–7 m bred. Videre nedover blir den betraktelig større, men her går det også en bekk i den. Ca. 750 m o. h. er det ved renna en løsmaterialfylling med 15–20 m høye ytterkanter. Dette kan være avsatt av smeltevann fra renna, men det var ikke mulig å avgjøre om det er glacifluvialt materiale.

Fra Torvmyren er det en slukrenne mot Fryadalen. Over vannskillet er liten erosjon, nærmest bare avspylt berg, men renna skjærer seg snart 6–7 m ned i fast fjell. Litt ned i lia deler den seg før den faller ned i en større canyon. Denne største canyon begynner plutselig og er 12–15 m dyp. Jeg skal ikke her gi noen detaljtolkning, selv om forholdene er interessante.

Canyonen ender 120 m (vertikalt) lavere enn vannskillet. Her er en stor akkumulasjon. Overflaten er temmelig flat og jevn, men virker likevel ikke subaerilt modellert. Det er en del store blokker (opptil flere m³) på flaten, hvorav noen er fra Sulseterfeltet. Ytterkanten står i rasvinkel og er 30–40 m høy. Et lite snitt langs veien viser glacifluvialt materiale.

Beliggenheten viser klart nok at dette er en avsetning av smeltevann fra omtalte slukrenne. Da den ligger så mye lavere enn overløpshøyden, må den være avsatt subglaciale, noe også de store langtransporterte blokker på overflaten antyder. Jeg har ikke funnet noe spor etter hvor vannet har rent herfra.

3–400 m N for overløpet ved Torvmyren er ennå et overløp, ca. 15 m høyere. Det er flere små løp som samler seg i en 6–8 m dyp canyon.

Denne går et stykke nedover lia, men deler seg så i flere løp som i begynnelsen er markerte, men lenger ned blir mer diffuse og vanskelig å følge.

Ytterligere en halv km videre (NV) mot Gråsteinsletten er et overløp i løsmateriale, 10–12 m bredt, et par m dypt. Det har i begynnelsen N-lig retning, men svinger så rett ned lia. Det løser seg imidlertid snart opp i smårenner og blir vanskelig å følge.

S for det høyeste av Gråsteinsletten begynner et svært og buktende smeltevannløp i løsmateriale, som på det største er 30 m bredt og 6–8 m dypt. Det går 5–600 m mot SØ før det skjærer gjennom høyderyggen til Fryadalen. Et stykke ned i lia løser det seg opp, men små løp og avspylt berg viser at vannet har fortsatt videre nedover.

Nede i lia synes vannet fra dette løp og det forrige omtalte delvis å ha fulgt de samme veier. Som nevnt er løpene nokså diffuse, men kan likevel følges på flybilder. Et stykke ned i lia er det også små akkumulasjoner i rygger og hauger, inntil ca. 820 m o. h. hvor en svær terrasse er bygget ut.

Terrassen er 100 m lang langs lia, og 40–50 m bred. Forkanten står i rasvinkel og er anslagsvis 30 m høy, et stort snitt i denne viser sortert materiale. Overflaten er helt jevn, men spor etter elveløp såes ikke.

Akkumulasjonen må ha foregått subglacialt, på samme vis som ved renna fra Torvmyren. Dersom overflaten er modellert subaerilt, kan dette ha foregått senere. Heller ikke her er det mulig å følge vannet videre.

Mellom Gråsteinsletten og Grønnfjell finnes de N-ligste overløp. Et par er temmelig klare, men de fleste er små. De kan imidlertid følges ned mot Tronomyren og over i 5 meget markerte renner som herfra skjærer seg i løsmasser ned mot Kusåra. Det er svingete løp, som alle er omlag 10 m dype og 20–25 m brede. Dette er det meget vanskelig å få oversikt over, da bjørkeskogen er så tett at en knapt ser en meter foran seg.

Sammenfatning over overløpene. Alle overløpene mot Fryadalen mellom Grønnfjell og Kvitberget viser at isoverflaten her har hatt en NØ-lig komponent, da den lå 900–1000 m o. h. (Omtales noe mer senere).

Betydelige vannmasser har gått over vannskillet og ned under isen i Fryadalen. 1–200 m under isoverflaten har de akkumulert sitt materiale i konsentrerte, tildels terrasselignende akkumulasjoner. Ingen steder har det vært mulig å finne spor etter vannet videre.

Dette siste gjør det vanskelig å si hvilke forhold som har bevirket akkumulasjon så høyt oppe i lia. Jeg har særlig tenkt på to ting:

1. Isen er under en viss tykkelse (30–60 m) plastisk. Skal vannet holde tunneler åpne under denne grense, må det smelte isen like hurtig som denne siger sammen. Har vannet liten varme, kan det ikke trenge dypt.
2. Det kan tenkes å ha vært et noenlunde bestemt lengdeprofil i dreneringsveiene under isen. Da omtalte slukrenner nådde dette nivå, akkumulerte de det meste av sitt materiale, og vannet rant noe roligere videre. Tanken bestyrkes av at akkumulasjonshøyden stiger innover dalen.

Det er i alle tilfelle vanskelig å forstå hvorfor vannet ikke har satt spor etter seg videre. Dette kan forklares ved

1. at det gikk englacialt videre, hvilket neppe kan hverken bevises eller motbevises.
2. Ved flere av rennene har jeg omtalt at vannet fra en markert renne spredde seg i flere små. Det kan tenkes at vannet fra akkumulasjonene nærmest sivet under hele isen videre ned mot dalbunnen, og derfor ikke satte noe spor etter seg.
3. Dersom akkumulasjonene var bestemt ved et lengdeprofil i dreneringen under isen (se over), kan det tenkes at vannet fortsatte i en tunnel langs (eller nær) dalsida. Var dette profil noenlunde utjevnet, kan det hende at hverken akkumulasjon eller erosjon var så sterk at den satte noe merke etter seg. Det synes imidlertid lite sannsynlig at det har hersket så stabile forhold.

På *Gråsteinslettens S-helling* er en serie renner som er uterodert i løsmateriale og er opptil 6–8 m dype (vanlig 3–4 m) og 15–20 m brede (fig. 7). De markerte renner er temmelig like store, men det er også små utflatninger og tegn etter vannstrømmer ellers.

Også genetisk er de ensartet. De begynner noe lavere enn vannskillet, med Ø-lig retning, og ser her ut til å være strengt laterale. De svinger så mot S, samtidig som fallet blir sterkere. Etter 2–300 m «løser de seg opp» og forsvinner i lange myrdrag mot Augla. Det synes helt klart at vannet har gått subglacialt denne vei, trolig i lite stabile og konsentrerte strømmer. På flybildene ser en imidlertid en striping i myrene fra rennene mot Augla.

Hver renne skjærer seg gjennom innløpet til nærmeste renne i Ø. Således er den Ø-ligste eldst, og så blir de yngre etter hvert som en går mot V.

Rennene må være yngre enn de tidligere omtalte høyere opp på Gråsteinsletten, som går over vannskillet. Deres aldersforhold til overløpene lenger SØ, som ligger 20–30 m lavere, er imidlertid ikke klart.



Fig. 7. Sublateral renne ved Gråsteinsletten mot Augla.

Sublateral meltwater channel at Gråsteinsletten, towards Augla.

Ved Augla er noen glacifluviale akkumulasjoner som jeg regner er avsatt av vann fra de renner jeg nå har behandlet. Materialet skiller seg ikke ut i overflaten (ved former eller vegetasjon), men der den lille bekken med retning fra Torvmyren kommer ned til Augla er et grustak.

Snittet er vel 15 m høyt og består vesentlig av krysskiktet sand og grus. To lange, sammenhengende kvabb-lag viser imidlertid at forholdene har vært vekslende. Øverst var noe usortert materiale som tolkes som ablasjonsmorene.

Vannet må fra akkumulasjonen ha fulgt Auglas dal videre nedover. Akkumuleringen tyder på at dreneringen denne vei var treg, men vannet må likevel ha funnet seg vei, og her er det vel ikke mulig å forestille seg annet enn at det gikk under isen. Nye spor etter smeltevann finnes først nær Gudbrandsdalens bunn, men sannsynligvis er dette merker fra den samme drenering. Et sted må jo vannet renne, og det er lite trolig at det har rent ut av Auglas dype, trange dal når det først var kommet ned. I så tilfelle skulle en vente å finne merker etter det i lia i Gudbrandsdalen.

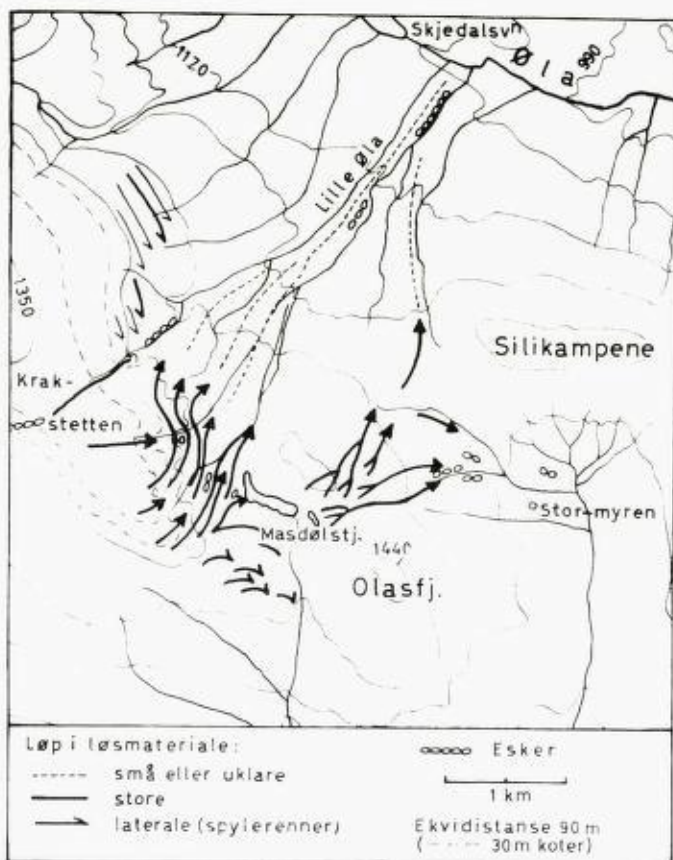


Fig. 8. Kart over endel av fjellområdet mellom Vinstra og Gudbrandsdalen.

Meltwater channels in the area between Vinstra and Gudbrandsdal.

OMRÅDET N FOR VINSTRADALEN

Deler av dette fjellområde har både G. Ramsli (1948) og T. Lunde (1956) behandlet i sine hovedoppgaver. Begge har imidlertid vesentlig arbeidet V for kartet, fig. 4. Innenfor dette kart finnes få spor etter isavsmeltingen, unntatt området omkring Masdølstjern, som derfor behandles som et nøkkelområde. Observasjonene her stemmer forøvrig godt med det Ramsli og Lunde har funnet lenger V. Nå har jeg også selv arbeidet V-over og må her innskytte at noen av brelvløpene de beskriver synes å være høyst tvilsomme, selv om hovedlinjene sannsynligvis er riktige.

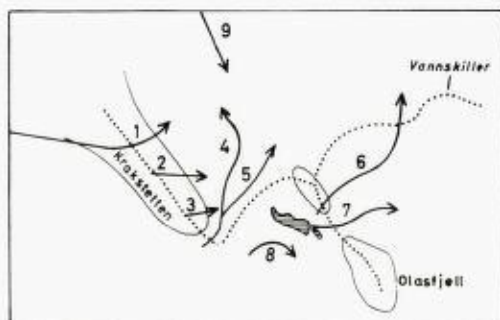


Fig. 9. Prinsippskisse for rekkefølgen (alderen) av løpene omkring Masdølstjern.

Meltwater channels (fig. 8) mentioned according to age.

Omkring Masdølstjern.

Observasjonene er inntegnet på kartet, fig. 8, og på fig. 9 er vist i hvilken rekkefølge jeg mener dreneringsmerkene er dannet. For enkelhets skyld lar jeg beskrivelse og tolkning følge fig. 9 (sml. fig. 8).

1. V for kartkanten av fig. 8 hever Saukampen seg fra Krakstetten. I S-hellinga av Saukampen går en esker omlag horisontalt langs lia og går innerst på flaten på Krakstetten over i en renne som skjærer gjennom vannskillet. Eskeren er liten, bare 1-2 m høy, men er iøynefallende både på flybilder og i terrenget p.g.a. sin lengde på ca 2 km. Overløpet er et par meter nedskåret (litt i fast fjell). Noe ned i lia mot Øldalen går renna over i en esker igjen. Videre nedover er store akkumulasjoner, men disse er ikke bare kommet denne vei. Eskerne må være subglaciale. Renna synes av forholdene ved innløpet å være subaeril (meget bredt innløp, flere rolige løp).
2. Under den først omtalte esker er små spor etter flere lignende. Lenger SØ på Krakstetten er en 3-4 m dyp gjennomskjæring (hvorav en del i fast fjell), som fortsetter som slukrenne nedover lia. Også denne synes å ha gått over til å akkumulere lenger nede.
3. Ytterst på Krakstetten er en rekke renner som har lagt opp svære hauger (6-8 m høye) glacifluvialt materiale V for Masdølstjern, Tydeligvis subglaciale.
4. Gjennom dette materiale kan imidlertid lange renner følges over vannskillet mot N. I lia mot Øldalen gjør de en sving mot NV, før de med større fall går ned langs lille Øla. Disse renner er 6-7 m dype og ca. 20 m brede lengst N. V for Masdølstjern er de stykkevis strengt later-

ale. Rennene må være dannet langs en N-overhellende iskant over passet etter at Krakstetten var smeltet fram.

5. Den nevnte sving mot NV blir mindre og mindre jo lavere (og lenger Ø) rennene ligger, og finnes ikke på de laveste. Svingen har vel sammenheng med det allerede etablerte sluksystem langs Lille Øla.
6. Fra Masdølstjern har smeltevann også drenert mot Ø, over passet til Stormyren. Noen løp begynner en del høyere enn tjernet. Disse må vel til dels være samtidige med omtalte serie lateralrenner V for Masdølstjern (pkt. 4).
7. Det laveste overløp er bare få meter høyere enn dagens vannstand, og synes å ha virket som utløp for tjernet. De markerte løp er her av størrelsesorden 2 m dype og 5–6 m brede, men det er også en rekke utflater og små løp. Tilsammen må betydelige vannmasser ha gått over her. Videre nedover lia er det dels akkumulasjoner, dels renner. De N-ligste (og høyeste) har gått over passet til Øldalen, de lenger S har drenert til Stormyren, hvor det også sees små rester av eskere.
8. Til slutt har isen over Vinstradalen blitt så tynn at vannet ikke lenger kunne renne fra isoverflaten og inn i Masdølstjern. Fra denne tid finnes S for Masdølstjern en rekke skvalserpenter nedover lia, de største er 15–20 m brede og 5–6 m dype. Fra de laveste synes vannet å ha gått ned under isen.
9. N for Krakstetten er et svært spylrennesystem. De fleste rennene er små, og det hele arter seg som en linjering av lia. I de øverste har vannet gått lengst mot SØ før det svingte ned i slukrennesystemet ved Lille Øla. Vannet fra de lavere spylrenner har bøyd tidligere ned under isen.

Dreneringen fra disse renner og overløpene kan følges som slukrenner og eskere ned til Øla. Videre har det ikke vært mulig å finne spor etter det.

Isoverflatens helning. Overløpene viser at isoverflaten her har hatt en N-lig og en Ø-lig komponent da den lå i 12–1300 m høyde (omtales mer senere). Dette er en helt annen konklusjon enn den T. Lunde (1956) kom fram til. Han har ikke sett overløpene mot N, og bygger vesentlig på spylrennene N for Krakstetten da han sier: «Denne retningen (for isoverflatens helning) er nokså nær opp til den som skuringsobservasjonene gir oss for den siste isbevegelsen. Det vil si at isen bevarte samme helningsretning ved overgangen fra det dynamisk levende til det dynamisk døde stadiet her i traktene omkring Øldalen».

Skuringstripene (fig. 1) har her SØ-lig retning, mens de omtalte smeltevannspor viser at isoverflaten da de ble avsatt, hadde en skråning mot Ø, eller kanskje noe N for Ø.

OMRÅDET S FOR VINSTRADALEN

Jeg har vært på de aller fleste vannskiller, også S for kartet, fig. 4. Mange steder er det tegn som kan tyde på drenering, men få steder er det så klare former at de kan brukes til en analyse av hoveddreneringsveiene.

Fra Gålåvann mot N til Jora.

har vært et overløp. Det begynner som et lite, buktende løp i løsmasser i S, og går så over i myrdrag langs Jora. Slik det ligger sier ikke overløpet noe entydig om isoverflatens helning. Isen må imidlertid ha vært høyere i NV, siden vannet ikke har tatt det naturlige utløp mot Vinstra.

Området ved Valsvann.

Fra Valsvann er et betydelig overløp mot S. Det er 3–4 m dypt og 10–15 m bredt i løsmateriale ved innløpet, og større nedover. Videre nedover Gjærsæterdalen er svære glacifluviale akkumulasjoner. Over passet er også noe glacifluvialt materiale, som tyder på at eskere har gått over her før det subaerile løp.

Både Ø og V for Valsvann er eskere (5–6 m høye) som går mot passet. I N-enden av vannet er også en rygg, trolig en esker. Analogt til de andre er det naturlig å regne at den har drenert mot S.

Overløpet viser at isoverflatens helning har hatt en (trolig langvarig S-lig komponent).

V for kartet, fig. 4.

er høye fjellområder. Dette kan forklare at så lite smeltevann er kommet til de omtalte vidder. En finner da også at veldige vannmasser har drenert mot SØ i Espedalen (se fig. 11). Dette er omtalt av G. Ramsli (1948). Jeg skal bare referere at det fra Espedalsvann har vært et svært overløp mot SØ til Dritua. Her er en canyon så avskrekende at den kalles Helvete, med opptil 30–40 m dype jettegryter i anorthositt.

DE GLACIOLOGISKE FORHOLD UNDER AVSMELTINGEN I FJELLOMRÅDENE

Smeltevannspor langs iskanten dannes bare under firngrensen. Ved å bruke Mannerfelts (1945) resonnement, kan en si:

1. I de omtalte områder finnes smeltevannspor opp mot de høyeste fjelltopper.
2. Fjellene må følgelig ha ligget under firngrensen på den tid de smeltet fram.
3. Breen får da ikke noe næringsområde, og må derfor ha vært klimatisk død.

De omtalte slukrenner tyder på at isen i det vesentligste også var dynamisk død.

Avsmeltingen har foregått vertikalt, slik at de høyeste fjell ble frilagt først og så suksessivt de lavere områder. Jeg har ikke funnet noe tegn på at levende breer har eksistert i fjellområdene etter at de smeltet fram av innlandsisen.

ISOVERFLATENS SKRÅNING

En aktiv bre beveger seg den vei isoverflaten skråner. Skuringstripene viser bevegelsesretningen, og derved skråningen. Uregelmessigheter kan selvfølgelig forekomme, men kartet, fig. 1, skulle vise skråningsforholdene temmelig klart ved siste isbevegelse.

Senere steg firnlinjen over isen, og avsmeltingen foregikk vesentlig vertikalt. Så lenge isen lå høyt over fjellene, hadde den trolig nokså ensartet skråningsretning over store områder. Etterhvert som større områder ble frilagt og isen mer oppdelt, ble antakelig lokaltopografiske forhold viktige for isoverflatens skråning.

Vi kjenner ikke noe som viser skråningsretningen for en dødis direkte. Det vi kan bruke er spor etter smeltevannet, som jo vil renne den vei overflaten heller. Disse spor finner vi imidlertid bare der vannet har vært i kontakt med bakken, og da er det ikke lenger bare isoverflatens helning som er bestemmende. Jeg skal kort omtale hva en generelt kan slutte av retningen på smeltevannrenner. Selv om en ofte kan komme til bedre konklusjoner ved også å trekke inn helhetsbildet eller detaljobservasjoner, er det viktig å ha noen generelle trekk klart for seg.

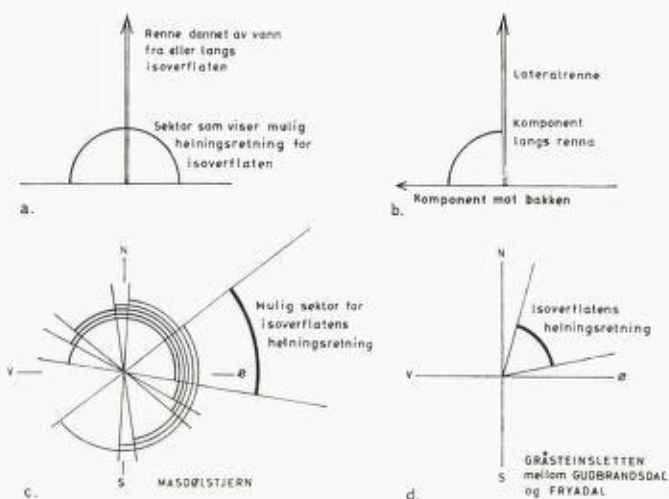


Fig. 10.

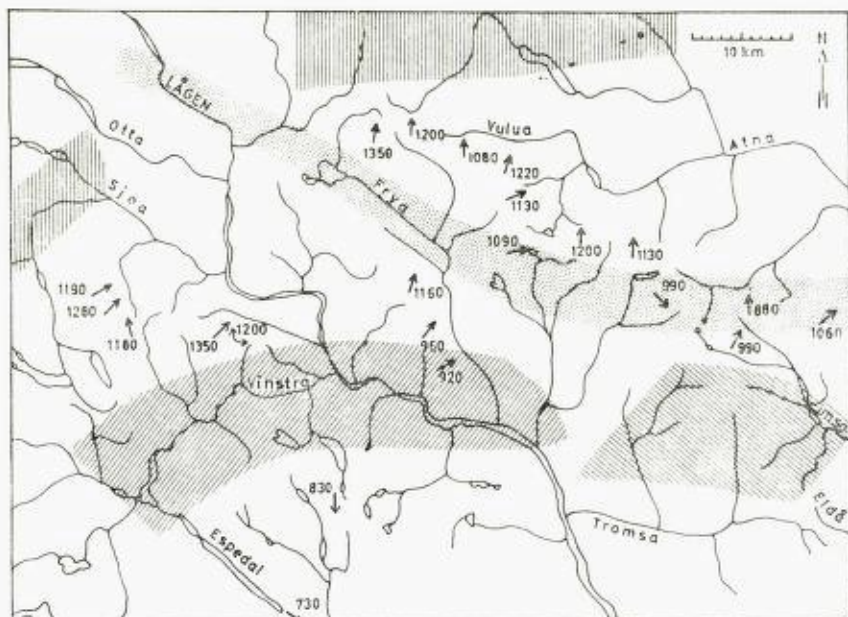
Vann som fra isoverflaten renner ut på flat mark, vil kunne danne renner vinkelrett på isens skråningsretning eller med en større eller mindre komponent langs denne. En slik renne angir følgelig bare en sektor på 200° for isens skråningsretning (fig. 10 a). Det samme gjelder renner i unnabakke fra isen.

Lateralrenner dannet i skråninger mot isen kan muligens si noe mer. Isoverflatens skråning må her ha én komponent mot bakken (ellers ville vannet renne ut på isen), og én den veien vannet renner. Da disse komponenter vil stå nær vinkelrett på hverandre, må isens skråningsretning ligge i sektoren mellom dem (fig. 10 b). Her må en imidlertid ta i betraktning at isen under firngrensen alltid skråner ned mot bar bakke. Den omtalte komponent mot bakken kan derfor være av rent lokal karakter. Generelt kan en altså heller ikke av lateralrennene slutte mer enn fig. 10 a viser.

Hvis det i et område er flere renner med forskjellige retninger, vil de tilsammen gi et bedre bilde av isens skråningsretning.

På fig. 10 c er avsatt de yttergrenser som en del markerte renner i området ved Masdølstjern angir for isens skråningsretning (etter fig. 10 a). Isen må her, ca. 1200 m o. h., ha skrånnet omlag mot Ø. Tar en i betraktning at alle overløp over vannskillet er mot NØ, er det temmelig sannsynlig at retningen har vært noe N for Ø.

På fig. 10 d er vist resultatet for en lignende bestemmelse for området







- 1  Omtalt isskille slik skuringstripene viser det.
- 2  Dødissskille idet fjellområdene 1000–1300 m o. h. smelter fram etter egne undersøkelser.
- 3  Siste isrests beliggenhet ifølge A. Samuelsen (1953).
- 4  N-siden av isoverflatens kulminasjonssone ifølge J. Gjessing (1960).

Fig. 11. En del smeltevannløp over vannskiller er inntegnet med pil og høydetall. Foruten egne observasjoner er disse tatt fra G. Ramsli (1948) A. Samuelsen (1953) T. Lunde (1956) P. E. Balteskard (1958) og G. Holmsen (1960).

Meltwater channels across watersheds are marked by arrows, and numbers state altitudes in m. Legend: 1. ice-shed, shown by glacial striae. 2. ice-shed during stage of stagnation when mountain-areas above 1000–1300 m a.s.l. were protruding above ice surface. 3. The position and last remaining glaciers according to A. Samuelsen (1953). 4. Northern part of iced shed according to J. Gjessing (1960).

ved Gråsteinsletten mellom Gudbrandsdal og Fryadal. Nå er det innen det området jeg har studert ikke så mange smeltevannspor at en så god bestemmelse lar seg gjennomføre flere steder. Det er likevel mulig å få fram hovedtrekkene i isoverflatens skråningsforhold.

På fig. 11 har jeg tegnet inn breveløp over vannskiller. Ved å stille

dette sammen med det jeg tidligere har sagt om isoverflatens skråning, foruten noen spylrenner som ikke er inntegnet på kartet, synes det berettiget å trekke følgende konklusjon: Også etter isen ble død, har den hatt et kulminasjonsområde (dødissskille, etter T. Lunde 1956), hvorfra overflaten skrånet til begge sider. På den tid fjellene på vidda smeltet fram lå dette dødissskillet omlag over Vinstradalen og hadde her en Ø-lig skråning.

På fig. 11 har jeg også tegnet inn de resultater andre har kommet fram til. Mellom Gudbrandsdalen og Østerdalen har A. Samuelson (1953) bestemt den siste isrestens beliggenhet til «et område fra og med Remdalen-Åstdalen i nord og til og med Tromsdalen-Eldådalen i syd.»

Som nevnt under omtalen av eldre arbeider, er det en gammel oppfatning at det i de øvre deler av dalene har vært bredemte sjøer som har drenert over vannskillet til Trøndelag. I de senere år har J. Gjessing (1960) gjort inngående studier over dette, og om S-grensen for denne N-gående drenering konkluderer han: «N-siden av isoverflatens kulminasjonssone strøk antagelig S for Femund, S for Atnas møte med Glåma, og nær over Selsrusten». Denne begrensning passer godt med den tidligere omtalte S-grense for de bredemte sjøer.

Ø for Gudbrandsdalen stemmer dette også noenlunde overens både med Samuelsons og mine konklusjoner. V-over ser det derimot ut til å være store uoverensstemmelser (se. fig. 11).

Jeg regner imidlertid ikke med at dreneringen fra dødissskillet over Vinstradalen har gått N-over til Trøndelag. Tvertimot tyder avsetningene ved Sjoas munning i Gudbrandsdalen på at dreneringen her hele tiden har vært mot S. Forklaringen kan muligens søkes i dødissskillet forhold til det aktive isskillet.

Ø for Gudbrandsdalen var det aktive isskillet temmelig klart definert. Fig. 11 viser at iskulminasjonen under den døde avsmeltingen forskov seg 20–40 km mot S. En slik forskyvning er tidligere påpekt av P. Holmsen (1955, 1956) for Østerdalen.

V for Gudbrandsdalen kan dødissskillet over Vinstradalen muligens betraktes som en forskyvning mot S av isskillet over Sjoadalen. Dette har også T. Lunde (1956) hevdet, selv om han ikke mente forskyvningen var så stor.

Hvis nå det aktive isskillet over Gudbrandsdalen lå lenger N (sml. fig. 3), ville dette danne S-grensen for dreneringen til Trøndelag. Jeg antyder altså den mulighet at dødissskillet er en gjenspeiling av fig. 3, bare med en forskyvning på 20–40 km mot S.

Denne forskyvning mot S er høyst overraskende. En skulle snarere vente at isskillet beveget seg mot vannskillet (eller høyere fjellområder) under avsmeltingen. Noen tilfredsstillende forklaring har jeg ikke funnet.

5. Gudbrandsdalen.

Som vel kjent (se f. eks sitat fra O. Holtedahl, s. 226) er forholdene i Gudbrandsdalen svært forskjellig fra dalene lenger Ø. De to som har kommet inn på isavsmeltingen her de siste år, sier da også: J. Gjessing (1955): «I Gudbrandsdalen synes historien vanskeligere å tyde». (-enn i områdene lenger Ø.) P. E. Balteskard (1958): «Heller ikke her (Ø-sida av Frya) har jeg utført nøyaktig kartlegning, da jeg regner med at det som har skjedd under avsmeltingen har vært sterkt påvirket av forholdene i Gudbrandsdalen. Disse synes å ha vært svært kompliserte.»

Forskjellen ligger først og fremst i løsmaterialets mengde og karakter. I Østerdalene er enorme mengder glacifluvialt materiale, som både i ytre form og materialtype skiller seg helt klart fra morenen. I Gudbrandsdalen er det mye mindre glacifluvialt materiale, men den største vanskeligheten er at dette ikke skiller seg klart ut fra morenen. Tvert imot ser det ofte ut til at det også genetisk er en jevn overgang mellom klare glacifluviale dannelser og rene bunnmorener.

Å skille disse forskjellige dannelser har vært en av de største vanskeligheter under arbeidet. Når jeg i denne artikkel konsentrerer meg om de viktigste glacifluviale avsetninger, vil dette siktepunkt komme mer i bakgrunnen. For de S-lige deler av Gudbrandsdalen har imidlertid Bergersen (1962) gitt en god behandling av problemet, som trolig publiseres i nær framtid.

SEDIMENTPETROGRAFISKE STUDIER

Etter det som er sagt ovenfor, er det naturlig at studiet av sedimentenes struktur og tekstur har vært meget viktig. Av teksturstudier har jeg gjort kornfordelingsanalyser og steintellinger. Jeg skal i det følgende gi en kort omtale av metodene og en oversikt over resultatene.

Kornfordelingsanalyser.

Prøvetaking. I usorterte morener har jeg bare spadd ut en passelig mengde. I lagdelt materiale har jeg så godt som mulig holdt meg til et

enkelt lag. I snitt med markert forskjellige lag, har jeg tatt en prøve av hver. Jeg tok alltid et anslag over hvor mye materiale som var større enn det som ble medtatt i prøven.

Jeg har forsøkt å ta typiske prøver, som foruten å gi beskrivelse av den spesielle lokalitet også viser generelle trekk. Tilsammen har jeg utført 36 analyser.

Analysemetoder. Analysene har jeg gjort ved jordartslaboratoriet i Norges Geologiske Undersøkelse, under veiledning av konstruktør John W. Wilhelmsen.

Prøvene ble først slått gjennom 3/4" (19,1 mm) sikt, og det gjenliggende materiale er ikke tatt med i analysene. For hver prøve har jeg imidlertid angitt hvor mye dette kan dreie seg om, hvor jeg også har inkludert anslagene som ble gjort under prøvetakingen. Summen er angitt i tabell 2. Dette er selvfølgelig ikke noe eksakt tall, men er likevel av stor betydning fordi det ofte bare blir den nedre del av den fullstendige kurve som kommer fram.

Det ble brukt sikter ned til 0,074 mm. Videre ble prøvene slemmet etter Boyoucos areometermetode, med vannglass som dispergeringsmiddel. Prøvene er skaptørket ved 110° C.

Ved dårlig sorterte og grusholdige prøver ble til sikting brukt 800–1500 g, som regel dog mer enn 1000 g. Av finere og bedre sorterte prøver ble gjerne 4–800 g brukt, et par ganger mindre. Til slemming ble tatt ut 100 g, av de mest leirholdige prøver 50 g.

Der det var nødvendig å dele prøven, ble den kastet opp i en kjeleformet haug og delt etter midten.

Nøyaktighetsgrad. Den omtalte framgangsmåte er den samme som R. Selmer-Olsen (1954) brukte på en stor del av prøvene. Jeg henviser derfor til hans undersøkelser over nøyaktigheten. Den vesentligste feil synes å frø mkomme ved delingen. Selv om denne gjøres omhyggelig, kan feilen utgjøre 2,5 % som differens i analyseresultatet (oppgitt i %).

Bearbeidelsesmetoder. Som nevnt har jeg holdt meg til NGU's og R. Selmer-Olsens metoder under analysen. Jeg har derfor funnet det naturlig også å bruke de samme parametre og grafiske framstillinger, selv om dette til dels bryter med annen (internasjonal) bruk. Selmer-Olsen (1954) gir forøvrig enkle formler for eventuell omregning.

Definisjonene fremgår av fig. 12. Betegnelse for kornstørrelsene er de vanlige norske, som bygger på Atterbergs inndeling. Jeg bruker dessuten i beskrivelsene det folkelige ord *kvabb*, som betegner en jordart som hverken er leirig eller sandig (tilsvarer omtrent den engelske betegnelse

silt). Sortering (So) og symmetri (Sk) er parametre som tas grafisk av kurven, rett og slett ved å måle en avstand og uttrykke den i logaritme-enheter.

Prøvenes Md, So og Sk er oppført i tabell 2, og kan direkte sammenlignes med Selmer-Olsens resultater. Han har videre gitt dem en oversiktlig form i Md - So-diagrammer. På fig. 13 har jeg samlet de av hans konklusjoner som har interesse og tegnet inn mine egne analyser. De fleste av mine prøver stemmer med hans konklusjoner, men ikke alle.

Tabell 2. Kornfordelingsanalyser.

Nr.	Sted	Avsetning	> 2 cm	Md	So	Sk
1	Fryadalens munning	Glacifl.	$1/2$	2.0	1.44	-0.99
2	°	°		4.1	1.16	-0.16
3	°	°		0.013	0.50	-0.02
4	°	°		0.041	0.46	0
5	°	°		0.59	0.94	-0.04
6	Ved Forr 350 m. o. h.	Bunmorene	$1/10$	0.058	1.90	+0.20
7	Olstad Ø for Fosse	Glacifl.		4.8	0.40	-0.50
8	°	°	$1/2$	2.2	0.78	+0.80
9	Fosse	°	$1/2$	5.0	0.90	-0.06
10	°	°		3.6	0.79	-0.06
11	°	°		0.13	0.28	-0.02
12	°	°		0.028	0.48	0
13	°	°		1.45	0.72	0
14	°	°		2.7	0.74	-0.50
15	Hyttebyen	Glacifl./ ablasjon	$1/2$	3.3	1.08	-0.10
16	°	°		0.040	0.36	0
17	S. Fron idrettsplass	Morene	$1/10$	2.9	1.18	-0.14
18	Riksvei 50 Ø for Augla	Glacifl.		1.70	0.94	-0.06
19	°	°	$1/10$	4.0	0.94	-0.20
20	Augla Ø for Rudi	°	$1/10$	0.70	1.26	+0.04
21	°	°		0.035	0.38	0
22	°	°		0.27	1.42	-0.05
23	°	°	$1/4$	2.8	0.90	-0.09
24	Riksvei 50 200 m V for Augla	Morene		2.4	0.80	-0.03
25	Riksvei 50 $1/2$ km V for Augla	Fluvialt		1.02	0.94	-0.02
26	°	Bunmorene	$1/2$	0.13	2.06	+0.18
27	Svartløkken	Glacifl.		0.0093	0.36	-0.02
28	°	°		5.7	0.40	0
29	Rivsvei 50, 2 km Ø for Øien	Skred		1.3	0.72	-0.03
30	Brandvol	Glacifl.		1.15	0.90	-0.02
31	Ø for Sula	°		2.0	0.68	-0.02
32	°	°	$1/2$	4.0	1.30	-0.20
33	V for Sula	°	$1/4$	1.75	0.88	+0.06
34	Vinstra landsgymnas	°	$1/10$	2.9	1.00	+0.08
35	Tårud	°		0.52	0.56	-0.02
36	Lien	°		0.90	0.30	0

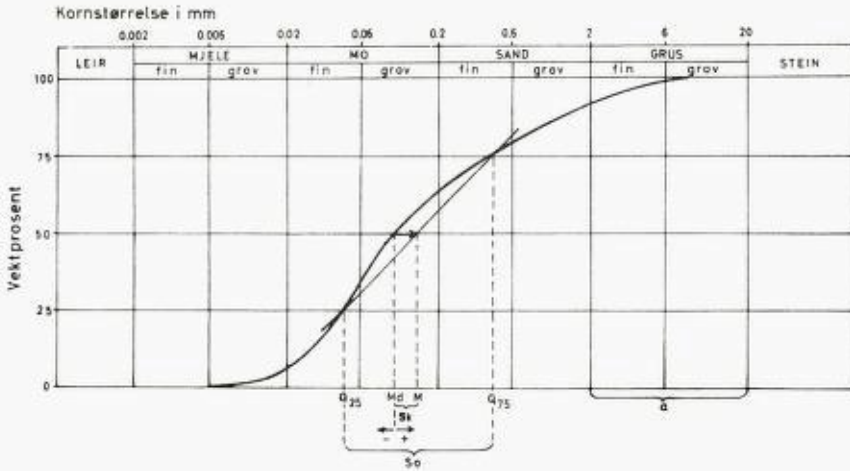
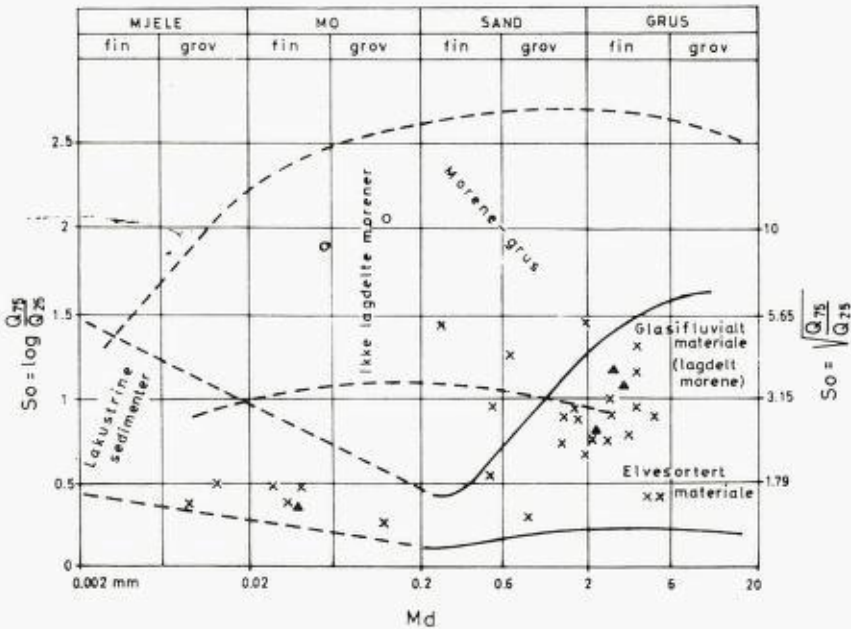


Fig. 12. Definisjoner av parametre til kornfordelingsanalysene.

Definition of statistical constants.

Fig. 13. M_d - S_o diagram over kornfordelingsanalysene. Noen av Selmer-Olsens (1954) konklusjoner er påført (ved begrensingslinjer og tekst). Til høyre er også påført skala etter den vanlige definisjon av S_o .

x Glacifluvialt materiale. o Morene.

▲ Prøver (15 16 17 og 24) med uklar opprinnelse (morene/glacifluvialt).

 M_d - S_o diagram of size distribution analyses. X - Glacifluvial deposits.

O - Till. ▲ - Uncertain origin.

Steintellinger.

Jeg har gjort en rekke enkle steintellinger (tabell 3). Dette er en metode som synes å gi gode resultater i området. Det er for meg ikke mulig å fastslå sikre avgrensede opphavslokaliteter for de enkelte steiner. Jeg har derfor innskrenket meg til en forholdsvis grov klassifisering. Dette er raskt, men gir likevel flere gode resultater.

Framgangsmåte. Ved en lokalitet, fortrinnsvis skjæring, tok jeg ut 100 stein på 2–10 cm, ved at jeg i et område plukket opp samtlige stein av denne størrelse. Dette skulle da være et tilfeldig utvalg. Steinene ble så bestemt, og antallet av hver bergart talt. En del av bestemmelsene er foretatt på stedet, disse er i tabellen merket med U, de andre (I) er tatt med og bestemt senere.

Gruppering. Den gruppen jeg har kalt «fyllitter», inneholder forskjellige typer leirskifer – fyllitt – glimmerskifer. Disse er ofte vanskelige å skille fra noen sparagmitter. Da dessuten den mørke sparagmittavdeling for en stor del består av fyllitter, burde jeg kanskje slått disse grupper helt sammen.

Imidlertid kan en med minimal feil regne de tre første grupper (i tabellen) å tilhøre sparagmitten og kambrosiluren. Disse er derfor summert i fjerde kolonne. Dette tall anser jeg å være temmelig riktig, da det neppe er mange stein i disse grupper som er ubestemte.

Gruppen Jotundekkebergarter inneholder vesentlig gabbro – anorthosit (Bergen – Jotunstammen), men også Trondhemitt og Valdresparagmitt som kommer fra de samme området, er henført hit.

Antall ubestemte avhenger av flere forhold, bl. a. hvor lang tid som er brukt til den enkelte telling. Det er imidlertid klart at det overveiende av disse kommer fra Jotundekkene, hvor det er et stort antall bergarter.

Nøyaktighetsgrad. Stikkprøver tyder på at 100 stein gir et temmelig godt bilde, i alle fall tilstrekkelig til mitt formål. Bergersen (1962) gir også noen tall som viser dette. Antall feilbestemte skulle være ubetydelig, da usikre inngår i gruppen «ubestemte».

Som nevnt har jeg holdt meg til kornstørrelsene 2–10 cm (S). Et par steder har jeg for sammenligning også talt blokker 20–40 cm (B), med følgende resultat (begge tellinger er utført sammen med *Ole Fr. Bergersen*):

Sted	Sparagmitt		Fyll.	Kv.	Jotun.	Ub
	Lys	Mørk				
Frya (nr. 1)	S	70	9	2	9	1
	B	67	0	2	21	0
Svelle (nr. 4)	S	90		5	5	0
	B	83		4	11	2

I store trekk er sammensetningen den samme innen stein- og blokkfraksjonene. De resistente Jotundekkebergarter utgjør imidlertid en relativt større del av blokkene.

Oversikt. Da tabellen er vanskelig å få oversikt over, både geografisk og sediment-petrografisk, har jeg framstilt den fullstendig i kartogrammet, fig. 14. (Unntatt 20 og 21, hvis lokalisering fremgår av fig. 15).

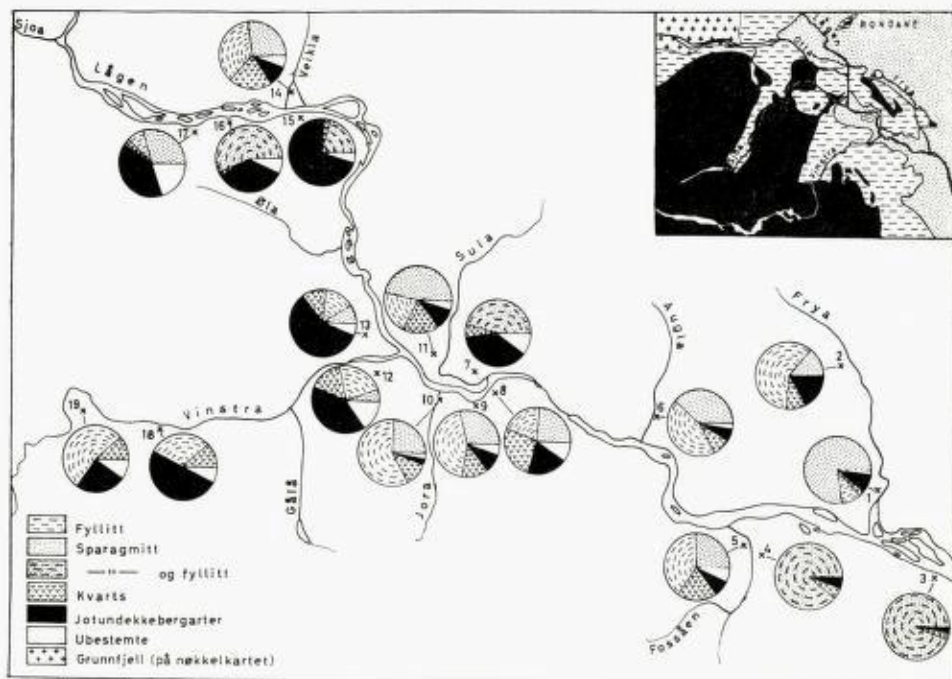


Fig. 14. Kartogram over steintellingene (unntatt 20 og 21). Innfelt geologisk oversiktskart sterkt forenklet etter O. Holtedahl (1960).

*Distribution of rock types in till (2, 3, 20), and glacialfluvial material.
Simplified geological map of area included.*

Tabell 3. Steintellingar av fraksjonen 2–10 cm.

Nr.	Bestemt (ute, inne)	Lokalitet Materialet er glaci-fluvialt hvor ikke annet er anført	Sparagmitt	Fyllitt	Kvarts	Sum sparag- + fyllitt, kvarts	Jotunde- bergarter	Ubestemte
1	I	Frya	79	9	2	90	9	1
2	I	Guriberg, Morene	14	61	9	84	16	
3	I	Ånshus, Morene		94	3	97	3	
4	I	Svelle		90	5	95	5	
5	U	Fosse	23	43	20	86	8	6
6	U	Augla	39	44	9	92	6	2
7	I	Øien		46	6	52	38	10
8	U	Svartløkken	24	20	27	71	20	9
9	U	Vinstraverket	29	44	13	86	9	5
10	U	Øium	24	60	11	95	3	2
11	U	Sula	47	21	17	85	11	4
12	U	Bryn	5	23	16	44	41	15
13	I	Vinstra landsgymnas	9	15	12	36	59	5
14	I	Veikla, Recent vifte	27	36	22	85	10	5
15	I	Klefstadlien		22	2	24	72	4
16	I	Lien		57	1	58	35	7
17	U	Feten	29	8	3	40	40	20
18	I	Kvikne bakside		31	12	43	50	7
19	I	Tungen		54	12	66	25	9
20	I	Jodalen, Morene		26	10	36	56	8
21	I	Jodalen, Fluvialt under morenen		12	8	20	75	5

De aktuelle tellingar lar seg naturleg inndele i tre grupper etter summen av sparagmitt, fyllitt og kvarts.

1. 84–97 %. Avsetninger som helt overveiende består av detritus fra sparagmitt – og kambro-silurformasjonene. Dette betyr at de er tilført fra Gudbrandsdalens nærhet eller områdene Ø for dalen.
2. 52–71 %. I denne gruppen er bare glaci-fluviale avsetninger. De samme bergarter som i gr. 1 er i flertall, men det er et så stort innslag av Jotunbergarter at det også må regnes med en sterk tilførsel fra V.
3. 20–44 %. Løsavsetninger som overveiende har sin opprinnelse i områdene V for Gudbrandsdalen. Til Gudbrandsdalen er de vesentlig ført med elvene Sjoa og Vinstra.

Denne forenklete inndeling er vist på fig. 15.

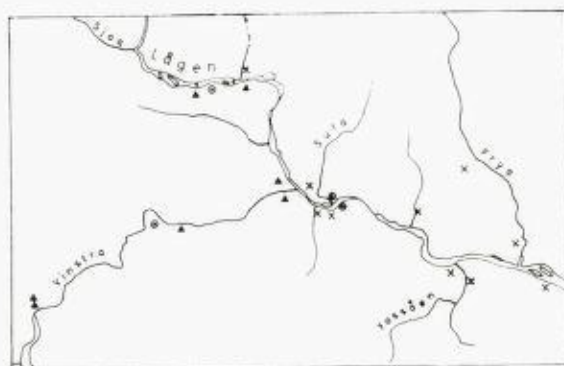


Fig. 15. Forenklet oversikt over steintellingene.

x	Sum sparagmitt fyllitt og kvarts	84-97 %
⊙	" " " " " "	52-71 %
▲	" " " " " "	20-44 %

Distribution of rock types in samples, simplified.

FRYA-HARPEFOSS

I denne del av dalen skal jeg omtale løsmasser ved munningene av Frya, Fossåen og Augla. Disse avsetningene har så mange likhetspunkter at jeg skal behandle deres genesis under ett, etter å ha gitt en nærmere beskrivelse av hver enkelt.

Fryas munning (kart fig. 16).

Feltarbeidet her er i det vesentligste gjort sammen med cand. real. Ole Fr. Bergersen, som har arbeidet herfra og S-over i dalen. Ved Fryas munning ligger svære løsmasser med opptil 60 m mektighet. De begynner nederst på Berdals jorder og vider seg som en vifte mot dalen. På V-sida senker overflaten seg sterkt mot Gudbrandsdalen og svakt mot lia i V. På denne sida er overflaten hauget, uten noe tegn til subaerile vannstrømmer.

Mot Gudbrandsdalen er løsmassene begrenset av høye (opptil 50-60 m) erosjonskanter, og det er derfor ikke mulig å si hvor langt utover de har strukket seg tidligere. De kan imidlertid følges langs Kjønnåsen mot SØ.

Som det framgår av kartet (fig. 16) er det på N- og Ø-sida av Frya flere elveterrasser, dannet i glaci-fluvialt materiale. Disse er høyest lengst fra elva og blir lavere mot dagens løp. Det er helt klart at disse viser for-

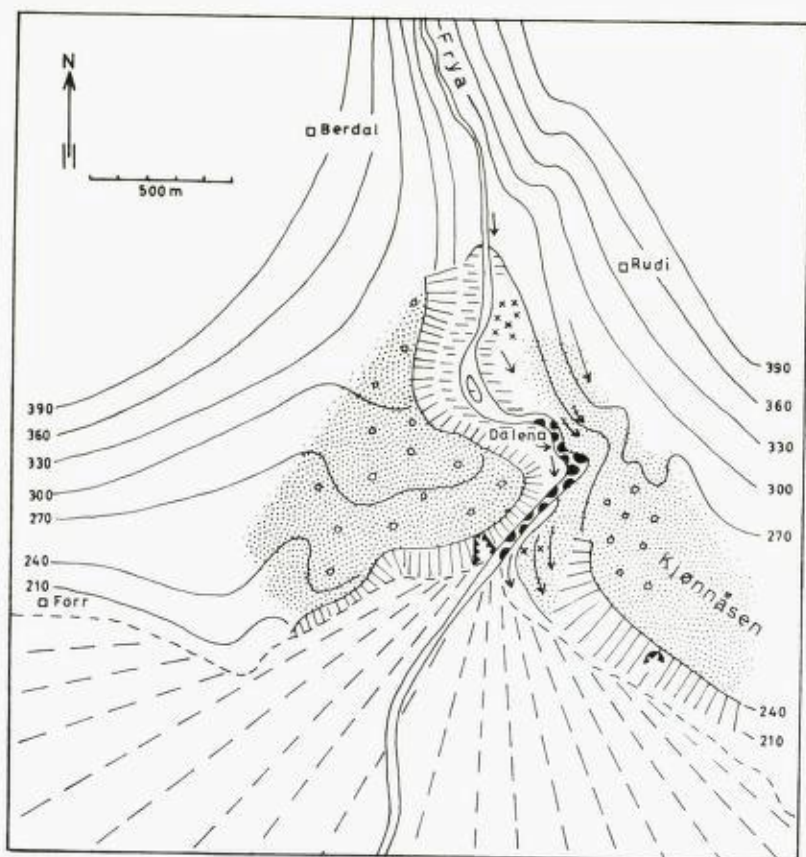











Fig. 16. Kart over Fryas munning. Grunnriss etter Widerøe's flybilder.
Koter inntegnet på frihånd etter topografisk kart.

Map of area at mouth of Frya river.

-  Glacifluvialt materiale. *Glacifluvial deposits.*
-  Glacifluvialt materiale, haugete. *Glacifluvial deposits, hilly.*
-  Erosjonskant i glacifluvialt materiale. *Erosional slope in glacifluvial deposits.*
-  Elveterrasser og -løp. *River terraces and channels.*
-  Canyon.
-  Bart (avspylt) fjell. *Exposed bedrock.*
-  Snitt. *Section.*
-  Recent elveslette. *Recent alluvial plain.*
-  Recent (postglacial) vifte. *Recent (postglacial) alluvial fan.*

skjellige stadier i Fryas (postglaciale) nedskjæring gjennom massene. Den øverste er på toppen av massene og kan muligens være dannet av en akkumulerende elv, de øvrige er utvilsomme erosjonsterrasser (-løp). Ø for Dalen ender flere løp i en kløft, som er fortsettelsen «bakover» av Fryas rette canyon. Kløfta ender dog 20–30 m over elvas nivå i dag, og må følgelig være «svært gammel».

Av overflateformene er det helt klart at løsmassene på begge sider av Frya har vært sammenhengende. Som omtalt har elva samtidig med å grave seg ned, også forskjøvet seg mot SV, og på denne sida er derfor bare en høy erosjonskant.

Ved rotpunktet av Fryas recente (postglaciale) vifte er et høyt snitt i erosjonskanten på V-sida av elva. Kanten er her ca. 55 m høy, og snittet (et ras-sår) går helt opp, men er i de nedre deler mye nedrast.

Et profil ovenfra og nedover viser øverst 30–40 cm utvasket grus og stein. Derunder 3–4 m godt sortert mo-mjele med uforstyrret, fluvial lagning. Derunder ca. 40 m dårlig sortert materiale, til dels med lagning. Innholdet av stein og blokker er høyt. Materialet er en del slitt. Til tross for at materialet åpenbart er utvasket, står det til dels i loddrett vegg.

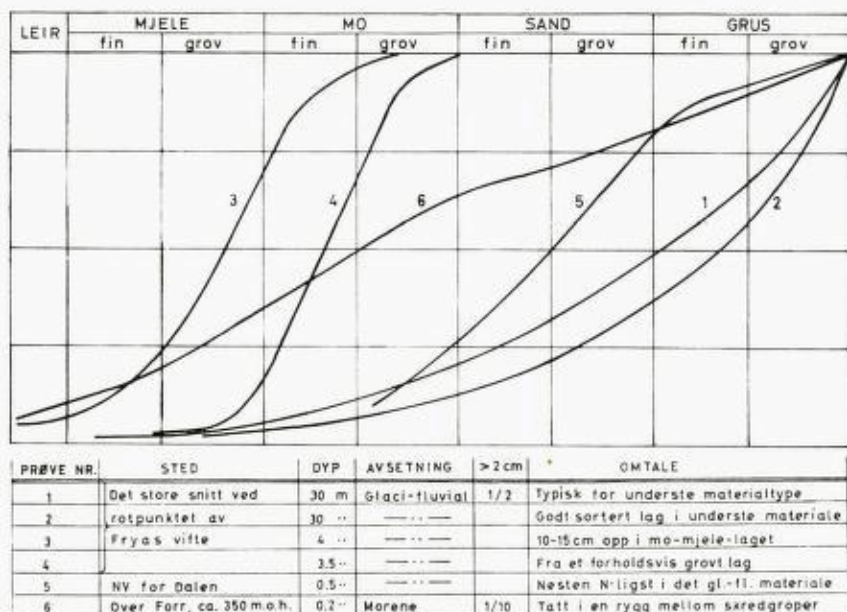


Fig. 17. Kornfordelingsanalyser.

Cummulative curves showing size distribution of samples 1–6.

Det undre materialets tekstur gir kanskje, i alle fall ved første øyekast, inntrykk av morene. Kornfordelingsanalysene (1 og 2, fig. 17) viser imidlertid en klar forskjell fra den usorterte bunnmorene (6, fig. 17). Kurve 1 viser også for dårlig sortering. Som anmerket er anslagsvis halvparten (eller kanskje ennå mer) grøvre enn 2 cm (grus), og kurven ville opplagt ha vært temmelig steil innen steinfraksjonen. Også lagdelingen og slit-sjen av materialet tyder på vann-transport.

Materialet må være avsatt av en elv (strøm) med stor hastighet og materialføring, men som her plutselig har mistet det meste av sin fart, og derfor avsatt et dårlig sortert materiale.

På et sent stadium må det ha vært en meget rolig strøm, som avsatte det fine og godt sorterte materiale (pr. 3 og 4, fig. 17).

Topplaget av grus – stein kan være avsatt ved en økning av strømhastigheten, eller det kan være ablasjonsmorene.

Også et par andre snitt viser lagdelt glacifluvialt materiale med forholdsvis dårlig sortering, men med godt sorterte lag i blant. Prøve 5 (fig. 17) viser sand som jeg spadde opp nær rotpunktet for akkumulasjonen (i NV).

Bergartssammensetningen er gitt i tabellen, s. 251. Den dominerende rolle de lyse sparagmitter spiller, viser at materialet for en stor del må være kommet fra områdene N og Ø for Fryadalen. Det er en klar forskjell til morenen Ø for Frya (telling nr. 2), og også til glacifluvialt materiale fra dette fjellområde (nr. 6).

Fossåens munning (kart fig. 18).

Med 50–60 m høy erosjonskant ligger her glacifluviale avsetninger med sin største utstrekning langs Lågen. Fossåens dal er for trang til at store masser kan ligge inne i munningen, som ved Frya. Den høye erosjonskanten viser imidlertid at massene kan ha hatt en mye større utstrekning også ved Fossåen.

Det mest framtreddende av former er den jevnhøye overflate ca. 260 m o. h., nærmest erosjonskanten (fig. 18, 19). Den har nesten preg av en terrasse. Jeg vil imidlertid presisere at overflaten fra Fossåen stiger mot Ø, og overflaten er (var) overalt haugete. (Dette siste er vesentlig nå, fordi en rekke hauger er fjernet til veigrus, og det drives utplanering med bulldozer til åkrer). Her er i det hele ingen spor etter subaeril fluvial planering.

Det fluviale materiale finnes imidlertid også over dette nivå, særlig på

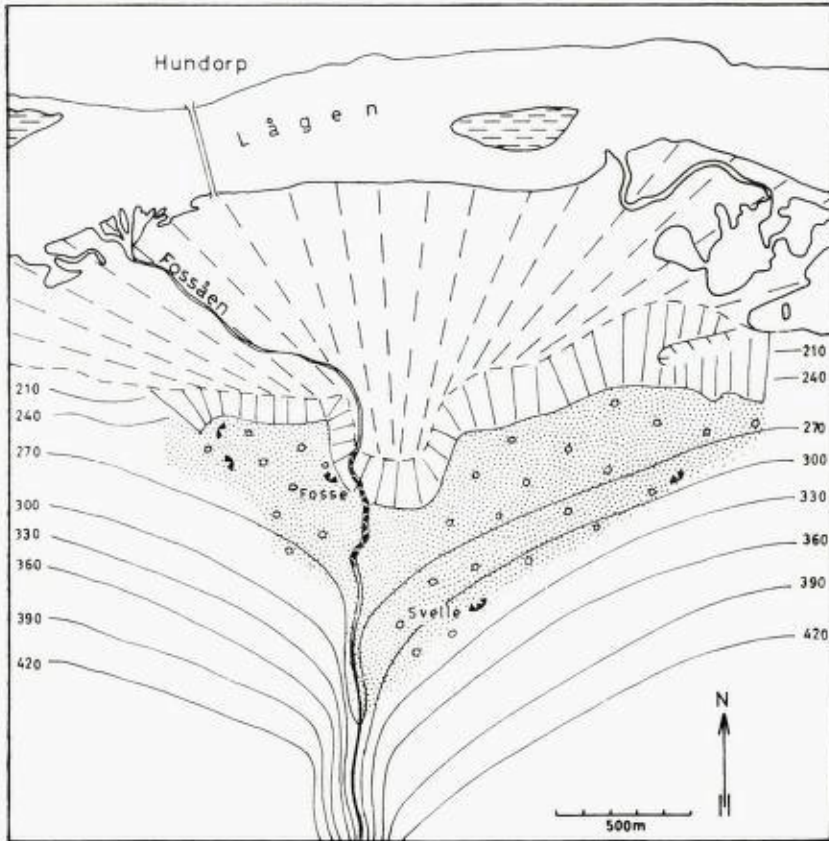


Fig. 18. Kart over Fossåens munning. Grunnlag og tegnforklaring som for Fig. 16.

Map of area at the mouth of Fossåen river. Legend see Fig. 16.

Ø-sida av Fossåen. Her finnes ingen markert overgang som tyder på forskjellig genesis. Et stykke Ø for Fossåen er det tvert imot forholdsvis jevn skråning helt ut til kanten, med dårlig utvikling av omtalte nivå.

Det finnes ved Fossåen ingen store snitt, men jeg har sett en rekke små (et par avmerkinger på fig. 18 gjelder flere snitt nær hverandre). Unntatt ett lengst V er imidlertid alle i hauger.

Alle snittene viser det samme: Glacifluvialt materiale vesentlig av fraksjonene sand – grus – stein. Sortering og lagdeling er sterkt skiftende, men oftest dårlig, med enkelte godt sorterte lag (gjerne mo-sand). Kornfordelingsanalysene er inntegnet på Md-So-diagrammet fig. 21, og viser at sorteringen gjennomgående er bedre enn ved Frya.



Fig. 19. Foto mot Fossåens munning. Kryss viser snittet ved Svelle, sml. forøvrig med Fig. 18.

Photo taken towards the mouth of Fossåen river.

Da materialet er lite rundet og helt overveiende er sparagmitt-fyllit (steintelling 4 og 5), synes det klart at det er korttransportert.

Auglas munning (kart fig. 20).

Ø for Augla ligger løsmasser som en ca. 200 m bred hylle, med innerbegrensning omlag langs Riksvei 50. Overflaten er noe ujevn, og stykkevis er en rygg ytterst. Den begrenses av en 40–60 m høy erosjonskant, dels mot Auglas postglaciale vifte, dels mot en rekke skar som bekker har skåret gjennom kanten. Hylla virker ikke som noen fluvial terrasse.

I erosjonskanten synes det bare å være glaci-fluvialt materiale (sand – grus – stein). Særlig sees dette langs en ny vei fra Sør-Fron st. mot Østgård. Inne på flaten så jeg utgraving av ei tomt. Materialet hadde karakter av bunnmorene. Heller ikke i overflaten har en her inntrykk av glaci-fluvialt materiale.

Det er vanskelig å si hvor mye av hylla som er oppbygget av glaci-fluvialt materiale. Jeg kan her innskytte at mektigheten er liten innerst, da løsmassene ligger på og utover ei dalhylle i fast fjell (som sees i den største

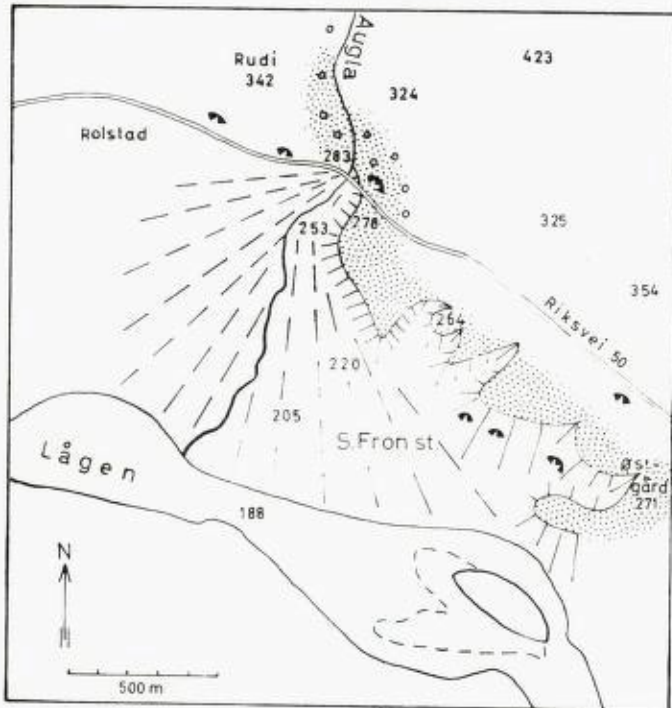


Fig. 20. Kart over Auglas munning. Istedetfor koter er satt på noen høydettall fra kopier av NGO's originalkart, forøvrig grunnlag og tegnforklaring som for Fig. 16.

Map of area at the mouth of Augla river. Legend see Fig. 16.

bekken). Det er mulig at det glacifluviale materiale bare er en rygg (esker ?) ytterst. Den indre del av flaten kan være dannet ved at morene fra lia ovenfor er vasket og sklidd ned og har lagt seg mot ryggen. Lenger Ø i Sør-Fron har jeg sett en like stor flate, hvor snitt tvers over hele viser at den er oppbygget slik.

Auglas postglaciale vifte er dels ei «erosjonsvifte». Elva har gravd seg ned i løsmasser, trolig glacifluviale – og de NV-lige deler av vifta ligger høyt over det elva kan nå, selv i storflom.

Ovenfor Riktsvei 50 er hauget terreng på begge sider av Augla. På Ø-sida er dette temmelig klart glaci-fluviale masser. Her er flere grytehull, og snitt viser sortert materiale. (Kornfordelingsanalysene 18, 19 er tatt i avmerkete snitt).

På V-sida av Augla er det vanskelig å se hva som er morene og hva som er glacifluvialt. Ø for Rudi var sommeren 1960 et ras mot elva som viste fluvialt materiale. Det var øverst et loddrett snitt på ca. 2 m, men også lenger ned såes enkelte lag. Kornfordelingsanalysene 20–23 er tatt her. De er, sammen med 18 og 19, inntegnet på fig. 21, og viser stor likhet med avsetningene ved Frya og Fossåen.

Alle de glacifluviale masser omkring Augla består helt overveiende av sparagmitt – fyllitt. Telling nr. 6 er gjort i det avmerkede snitt ved Riksvei 50 straks Ø for Augla. Den synes å være representativ også for de andre snitt. Det store antall fyllitter tyder på tilførsel fra vidda i N.

Oversikt, konklusjon.

Ved munningen av Frya, Fossåen og Augla ligger store løsmasser som jeg mener er ført ut sidedalene med rennende vann. Tidligere (J. Rekestad 1895, W. Werenskiold 1911) er det hevdet at dette er morenemasser. Akkumulasjonene har imidlertid et klart rotpunkt ved elvene, og lignende masser finnes ikke andre steder. Materialet er dessuten lagdelt, og viser til dels fluvial slitasje.

Kornfordelingsanalysene er samlet i et Md – So – diagram på fig. 21. De fleste ligger i det område R. Selmer-Olsen (1954) avgrensner for glaci-

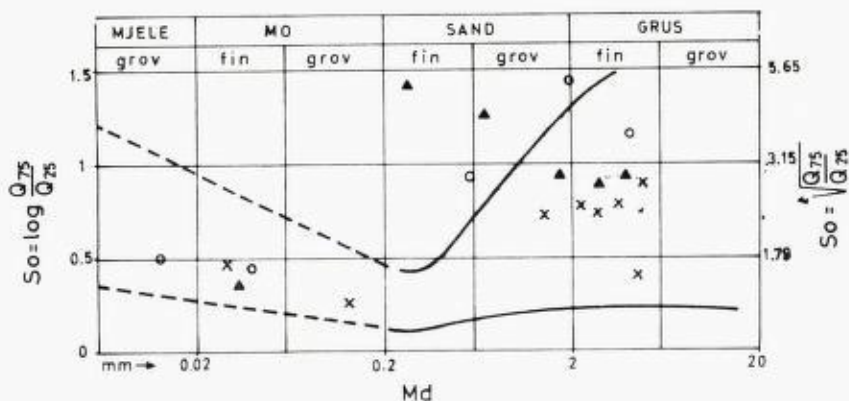


Fig. 21. Md-So-diagram for avsetningene ved ○ Frya, x Fossåen og ▲ Augla. Selmer-Olsens (1954) begrensingslinjer for fluviale – (hele linjer) og lakustrine (stiplet) sedimenter er påtegnet.

Md-So diagram of glaci-fluvial deposits at ○ Frya, X Fossåen and ▲ Augla rivers. Selmer-Olsens (1954) boundary-lines for fluvial – (solid-lines) and lacustrine (dotted lines) sediments are shown in the diagram.

fluviale sedimenter. Noe er dårligere sortert, men en del lag er meget godt sorterte. Det bergartmaterialet de er oppbygget av sier ikke noe entydig om transportretningene. Det store antall lyse sparagmitter ved Frya viser imidlertid at massene her må være kommet ut Fryadalen. Også for Fossåen og Augla tyder tellingene på tilførsel fra elvenes dreneringsområder, og skiller seg i alle fall klart fra det som fra Vinstra er ført langs Lågen.

Spørsmålet er så hvordan disse masser er avsatt i forhold til isen. At is har vært tilstede, viser grytehullene og den høye oppbygning. Dette siste må nemlig skyldes isstøtte på et eller annet vis, da det ikke finnes noe tegn til en fullstendig oppfylling av løsmasser i dalen.

Det er to muligheter som synes mest rimelige for disse massers forhold til isen, nemlig lateral eller subglacial akkumulasjon. Uten at jeg har noe klart bevis synes alle ting å tyde på subglacial opprinnelse:

1. Var disse masser avsatt lateralt, måtte en vente å finne lateralavsetninger, eller -erosjon, også i høyere nivå. I Gudbrandsdalen eller sidedalene har jeg funnet få spor etter lateraldrenering.
2. Likeledes skulle en vente å finne spor etter subaeril planering på massene. Dette finnes ikke (unntatt yngre erosjons-spor), og massene skråner også sterkere mot Lågen enn de postglaciale vifter.
3. Etter det en vet om døde breer, er det helt usannsynlig at en liten rest i dalbunnen skulle kunne demme opp de betydelige vannmasser som har ført materialet fram. (Se Mannerfelt, 1945).
4. Jeg har tidligere omtalt en omfattende subglacial drenering i disse dalene. Selv om det ikke er mulig å følge vannet kontinuerlig, må en regne med at når det først var kommet dypt ned, ville det også fortsette under isen. Når isen senere ble tynnere, skulle også betingelsene for subglacial drenering være bedre.

Hendelsesforløpet. Idet fjellområdene rundt Gudbrandsdalen smeltet fram, tok vannet til å renne ned under isen. Det fulgte oftest dagens dreneringsveier, og det finnes derfor de fleste steder ikke klare spor etter det.

Da sideelvene er mye brattere enn Lågen, ble det meste materialet akkumulert som vifter i sidedalenes munning i Gudbrandsdalen. Hovedbetingelsen for akkumulasjonene synes således å være den samme som for de postglaciale vifter.

Akkumulasjonene er begrenset av erosjonskanter og har følgelig strukket seg lenger enn idag, hvor langt er det ikke mulig å si. Konsekvensen blir imidlertid at «. . .vattnet finna väg under hela ismassan och samlar

sig slutligen i en subglacial samlingsfåra i dalens botten under isen. (Mannerfelt, 1945). Denne «samlingsfåra» har trolig vært en esker over lange strekninger, men den er omlagret av Lågen i postglacial tid. Senere skal jeg imidlertid omtale et par små rester, og S-over i dalen finnes den også (Bergersen, 1962).

HARPEFOSS-VINSTRA (Kart fig. 22).

Dalbunnen karakteriseres her av store masser fluvialt materiale, hvor det er vanskelig å skille mellom hva som er senglacialt (glacifluvialt) og hva som er postglacialt. I tolkningen av dette område må jeg derfor trekke inn forhold som ikke har noe med isavsmeltingen å gjøre.

Terskelen ved Harpefoss er av stor betydning for forståelsen, særlig av Vinstras vifte. Terskelen er så høy at området ovenfor er et bekken i fast fjell. Harpefossens canyon betrakter jeg som postglacial (Dyp og trang, flater ved innløpet, høye elvterrasser ovenfor o. a.). Innløpet, som er lokal erosjonsbasis for området ovenfor, er senket omlag 20 m.

Svartløkken-Granmorken.

Mellom Harpefoss og Vinstra er det S for Lågen en rekke glacifluviale avsetninger. Da deres genesis er uklar, skal de bare kort omtales.

Unntatt ved Øium er det ingen klare overflateformer. Den høye vifta her er vel dannet på samme vis som den senere omtalte ved Sula. Avsetningene består helt overveiende av sand-grus-stein, med sterkt vekslende sortering. På jordene ved Svartløkken er meget godt sortert mjele (pr. 27, fig. 23).

Steintellingene (9 og 10) viser at materialet er kommet fra dalsida (og fjellet) i S.

Ca. 400 m N for Svartløkken er det en haug med glacifluvialt materiale ved elvesletta. Steintellingen (nr. 8) viser et betydelig større innslag av jotundekkebergarter og residualkvarts enn i avsetningene langs lia, og tyder på en tilførsel langs dalen. Materialet er også bedre rundet. Jeg antar at dette er en liten rest av en esker.

Sulas munning.

På Ø-sida av Sula, rett overfor Toksen, er en høy rygg. Toppen er ca. 20-30 m over elva, 9-10 m over lia innenfor. Den slutter brått i SØ, men

FIG. 22.

KVARTÆRGEOLOGISK KART
OVER OMRÅDET
HARPEFOSS-VINSTRÅ

Tegnforklaring

1. Subrecent elvevitte
2. Senglacial, tidlig postglacial elvevitte
3. " " " " elveslette
4. Subrecent elveslette

5. Glacifluvialt materiale. Helt i N fluviatt.
6. " " " " i rygger
7. Antatt forbindelse ved Toksen.
8. Erosjonskant i (glaci-) fluviatt materiale.
9. Tydelig elvelep.
10. " " " " med begrensningslinjer.
11. Canyon.
12. Avspylt fjell.
13. Flater ved innløpet til Harpefoss.
14. Helt morenedekke.
15. Sparsomt " " " "
16. Skredgrop og -avsetning.
17. Snitt.



Fig. 22. Grunnriss etter Widerøe's flybilder. Høydetall på Lågen etter Vassdrags-vesenets lengdeprofiler. De øvrige høydetall etter minst 2 målinger med Paulin-barometer.

Legend: 1. Subrecent alluvial fan. 2. Lateglacial or early postglacial alluvial fan. 3. Lateglacial or early postglacial alluvial plain. 4. Subrecent alluvial plain. 5. Glacifluvial deposits. 6. Eskers. 7. Supposed connection of eskers at Toksen. 8. Erosional slope in glacifluvial deposits. 9. Distinct river channels. 10. - with boundaries. 11. Canyon. 12. Exposed bedrock with washed surface. 13. Rock terraces. 14. Areas mainly covered by till. 15. Areas with sparse cover of till. 16. Scars and accumulations from slumping. 17. Section.

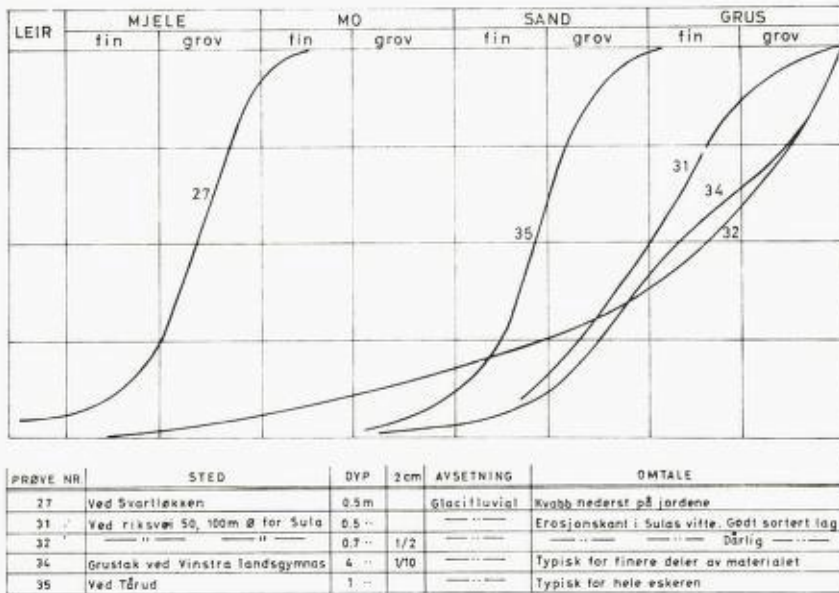


Fig. 23. Kornfordelingsanalyser.

Cummulative curves showing size distribution of samples.

synes å kunne følges i utstående partier videre mot SØ. Et snitt i N-enden viser glacifluvialt materiale.

Dette ser ut til å være en esker, men det kan også være en erosjonsrest av større løsmasser. Dens (alders-) forhold til løsmassene lenger ned ved Sula er det ikke mulig å utlede.

Vifta. Lenger nede, med rotpunkt omlag 300 m o. h., ligger glacifluviale masser som ei vifte. Grensene mot den morenedekte li er nokså utvisket (av skred og nedvasket materiale).

Lengst i V er en subaerilt utformet overflate (270 m o. h.) som ender i en høy erosjonskant. I denne er det et snitt som viser lagdelt materiale, med lagene sterkt fallende mot S. Sorteringen er imidlertid dårlig. Det er mye stein – små blokker, men så kittet av finmateriale at det står i høye vegger. Både tekstur og struktur er meget likt det som utgjør det meste av det store snitt ved Frya. Steintelling nr. 11 er foretatt i dette snitt.

Fra den omtalte avplanering (270 m o. h.) er en rekke erosjonspor ned til Sula.

Også på Ø-sida er viftas overflate subaerilt utformet, men den er bratt og preget av erosjon.

Nedenfor Brandvol er noen rygger. Øverst er de en naturlig fortsettelse av en jevn, svakt skrånende overflate. Her er de brede og flate, men blir smalere utover. Dalene mellom dem er tydeligvis erosjonsformer. Snitt i en av ryggene viser godt sortert sand-grus i lag som faller mot SØ. Prøvene 31 og 32 (fig. 23) er typiske for avsetningene ved Sula.

Det synes helt klart at massene Ø for Sula har vært høyere oppbygget, minst til overflaten av ryggene. Det som sees i dag er vesentlig en subaeril erosjonsoverflate. Erosjonen har senere fortsatt nærmere Sula, og det finnes en rekke spor etter nedskjæring i det område som er betegnet subrecent vifte.

Oversikt, konklusjoner. Den omtalte vifte begrenses av til dels meget høye erosjonskanter til en elveterrasse Moen-Solbrå-Øien, dannet av Lågen-Vinstra tidlig i postglacial tid (se senere). Både akkumulasjon og overflatemodellering (-erosjon) av omtalte vifte må altså ha foregått før denne tid. Senere har Sula lagt ut sin postglaciale vifte på elveterrassen.

Den «høye vifte» må etter det ovenstående være senglacial, og jeg regner at oppbyggingen har foregått omlag på samme måte som omtalt for Frya-Fossåen-Augla. Overflateplaneringen og erosjonen ved Sula blir en parallell til erosjonsterrassene ved Frya, men ved Sula har det foregått i mye større bredde. Dette skyldes trolig at erosjonen ikke gikk så hurtig.

Sammenligningen halter ved at det mangler iskon*aktformer ved Sula. Den høye oppbygging synes imidlertid å måtte skyldes isstøtte. Det er vanskelig å tenke seg at Sula skulle kunne legge opp slike svære masser på en kort tid etter at isen forsvant, og de høyeste deler er alt for høye til å kunne forklares av et høyt innløp til Harpefossen. Eventuelle grytehull kan være utvisket av den omtalte modellering - erosjon.

Vinstras avsetninger.

Med rotpunkt ved Lo, ligger ei veldig vifte ved Vinstras munning i Gudbrandsdalen. I N er et høydeparti i fast fjell (ved Sundet) som tvinger Lågen mot NØ, og derved legger det meste av Vinstras vifte i le for Lågens erosjon.

Overflateformer. Viftas rotpunkt ligger i dag omlag 30 m høyere enn elva. De høyeste deler er bevart langs lia mot N og SØ. Lenger ut på vifta er en rekke erosjonskanter som viser forskjellige stadier av elvas nedgraving i vifta.



Fig. 24. Grustaket nedenfor Bryn på Vinstras vifte.

Glacifluvial material in the Vinstra river fan, near Bryn.

Helt i N (ved kirken) er en terrasse som ligger 20–25 m høyere enn Lågen. Dette er de mest distale deler mot N av Vinstras vifte. På den tid vifta var så høy, måtte Lågen være noe oppdemmet ovenfor, og sedimenter (kvabb-sand) som tyder på dette finnes da også i N (i kartkanten på fig. 22).

Både overflateformene og bergartsmaterialet (sml. f. eks. tellingene 7, 11 og 12) viser klart at elveterrassen Moen–Solbrå–Øien hovedsakelig er en fortsettelse av Vinstras avsetninger (vifte).

Snitt. Det er flere gode snitt i vifta, som alle viser samme strukturer: Lange, sammenhengende lag som er konforme med overflaten. (fig. 24). Dette tyder på subaeril oppbygging.

Kornstørrelsen er fra sand og opp til blokker, grovest ved rotpunktet og finere utover. Sorteringen er sterkt vekslende (fig. 24), men prøve 34 (fig. 23) skulle være noenlunde representativ.

Steintellingene (nr. 12 og 13) viser at Vinstras vifte har et mye større innhold av detritus fra Jotundekken enn de tidligere omtalte vifter. Dette synes naturlig, i og med at en stor del av Vinstras nedslagsfelt ligger i dekkene. Jeg vil imidlertid påpeke at transportlengden må være minst

30 km. Videre er det viktig å legge merke til at det ikke kan ha vært en ren elvetransport, da Olstappen ligger som et klaringsbasseng mellom dekkene og vifta. Vifta må altså for en stor del bestå av omlagret glacialt materiale.

Vinstradalen. Som en støtte for konklusjonene om Vinstras vifte, skal jeg kort omtale noen forhold i Vinstradalen (se fig. 4).

Ved Dalen ligger glacifluviale masser høyt oppe i dalsida. Det er tydeligvis bare en erosjonsrest som ligger igjen, men form og beliggenhet kan tyde på subglacial opprinnelse. Vesentlig er at bergartsinnholdet er omtrent som for Vinstras vifte, og viser altså en transport langs Vinstradalen.

Enda høyere opp i lia er det langs Gålå et område med hauget glaci-fluvialt materiale. Dette består så å si utelukkende av fyllitt, og viser der-ved hvor klart det lokale glacifluviale materialet skiller seg fra det som er kommet ut Vinstradalen.

I Kvikne bakside ligger fluviale masser som ei hylle, omlag 400 m o. h. Snitt langs en ny vei viser lange sammenhengende lag, svakt fallende mot Gudbrandsdalen. Bergartsinnholdet (telling nr. 18) er omlag som for Vinstras vifte. Ytterst på Tungen er et par erosjonsterrasser i omlag samme nivå.

Jeg har ingen pålitelige høydettall, men høyden passer omtrent med det høyeste av Vinstras vifte. Da også struktur og bergartsinnhold peker på det samme, regner jeg derfor at dette er rester av den dalfylling som nødvendigvis måtte være til stede da Vinstras vifte var på det høyeste.

Lenger inn (høyere) på Tungen er hauger av godt sortert materiale. Selv om en nå er nokså nær Jotundekken, viser steintellingen (nr. 19) en klar forskjell fra det som er kommet langs Vinstra (telling nr. 18). Jeg kan også innskytte at materialet i haugene er mye mindre rundet.

Oversikt, konklusjon. Akkumulasjonen ved Dalen kan tyde på en subglacial drenering. Også ut fra sammenligning med de øvrige dalmun-ninger, er det rimelig å anta at det har vært akkumulert materiale subglacialt ved Vinstras munning. Dette lar seg imidlertid ikke påvise, og om en akkumulasjon har eksistert, er den senere fullstendig dekket eller omlagret. Alt mitt materiale tyder på at Vinstras vifte slik den fremtrer i dag, er helt subaerilt oppbygget. Like etter at isen forsvant må Vinstra ha fort veldige løsmasser (omtales mer under). Harpefossen hadde på den tid et innløp som lå vel 20 m høyere enn i dag. Hele bassenget ovenfor fossen ble fylt av løsmasser, og Vinstras vifte ble bygd opp til en høyde (rotpunkt 30 m høyere enn dagens løp) som var bestemt av innløpshøyden til Harpefossen.

På denne tid var Vinstra, p. g. a. den veldige materialføring, helt domi-

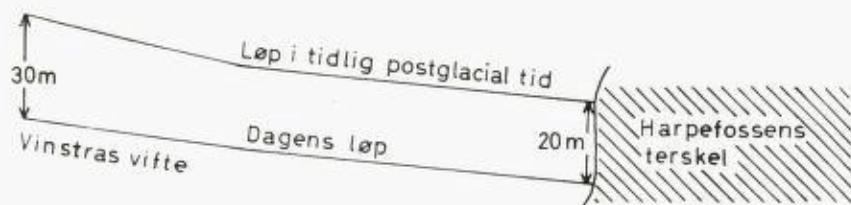


Fig. 25. Prinsippskisse som viser hvordan elvas lengdeprofil er bestemt av innløps-høyden til Harpefossens canyon.

Diagram showing relationship between longitudinal profile of the river Lågen, and the level of threshold at Harpefoss.

nerende i forhold til Lågen. I N finnes sedimenter etter en «oppdemming» av Lågen, og terrassen Moen–Solbrå–Øien viser at elva gikk helt inntil NØ-lia, og eroderte i Sulas senglaciale avsetninger.

De store høyder, både på Vinstras vifte og terrassen Moen–Solbrå–Øien, viser at alt dette foregikk temmelig snart etter isavsmeltingen. Det vesentligste av postglacialtida har det nemlig foregått erosjon: Innløpet til Harpefossen har stadig senket seg, og med dette hele elveløpet ovenfor (fig. 25). Dette viser seg ved en rekke erosjonskanter på Vinstras vifte og nedover mot Harpefossen.

Det er også klart at Vinstras materialføring har avtatt meget sterkt (se under). Da materialtilførselen er en viktig betingelse for viftas oppbygging (og brattheten av lengdeprofilet ned til Harpefossen), ville derfor Vinstra ha erodert også med konstant innløpshøyde til Harpefossen. Dette gjenspeiler seg i at lengdeprofilet synes å være blitt slakere, idet nedskjæringen ved viftas rotpunkt er over 30 m, mens Harpefossens innløp er senket omlag 10 m mindre (fig. 25).

Det skisserte forløp synes å ha en rimelig forklaring i forholdene høyere oppe i Vinstradalen.

Som tidligere nevnt omtaler G. Ramsli (1948) at dreneringen i isavsmeltingstida gikk mot SØ fra Espedalen. Denne drenering mente han var langvarig, og han skriver bl. a.: «Etter at isen var smeltet bort i Slangens, Olstappens, Breisjøens og Espedalsvatnets bassenger, dannet det seg en sammenhengende sjø her, mens Vinstradalen nedenfor Olstappen fremdeles var sperret». Senere skriver han: «Hvor lenge 'Storsjøen' har eksistert, kan en neppe fastslå, men at den har hatt en forholdsvis lang levetid, vitner de store terrassene ved Vinstra og Hinøgla om». ('Storsjøen' er den oppdemmede sjø i Espedalen, omtalt i første sitat.)

Hvis dette er riktig, har altså dreneringen gått til Gausdal til isen var

så å si helt bortsmeltet. I Vinstradalen må isen ha demmet. Dette synes ikke urimelig ut fra at jeg tidligere (s. 245) har lokalisert et dødisskille her. Bare denne døde is må imidlertid ha vært for svak til å demme så store vannmasser. I Skåbu er veldige løsmasser, som i slutten av istida opplagt har fylt dalen (J. Rekstad 1898). Dette vil jeg omtale nærmere i en senere artikkel. Her vil jeg bare påpeke at det vel var disse løsmassene som utgjorde den virkelige demning, og forårsaket dreneringen til Gausdal.

En dag har imidlertid vannet brutt gjennom demningen og fulgt dagens dreneringsvei ut Vinstradalen. I hele dalen var det da veldige mengder løsmateriale, både morene og glacialfluvialt. Dette ble tatt med av elva, som således en tid førte helt eksepsjonelle løsmaterialmengder.

Den svære vifta ved munningen kunne nå bygges opp på relativt kort tid. Etter hvert har materialføringen avtatt (samtidig med at innløpet til Harpefossen har senket seg), og elva har gravd seg ned i disse avsetninger.

VINSTRÅ-KVAM

I denne del av dalen skal jeg bare ganske kort omtale noen akkumulasjoner (se fig. 4). Foruten disse er det også et par avsetninger som er vanskelige å tolke.

Sundet-Tårud.

Som tidligere nevnt, er det like N for Vinstras vifte et lite høydedrag av fast fjell.

På N-sida av høyden går en rygg fra Lågen og oppover (mot S). Hele ryggen består av meget godt sortert sand, pr. 35 fig. 23 er representativ. Krysskikting viser strømretning mot S.

Da strømmen har gått i motbakke, må vannet ha vært under trykk i en istunnel, og ryggen er følgelig en esker. Enkelte stein på overflaten kan også tyde på dette, men noe ablasjonsmorene av betydning finnes ikke. Den usedvanlig gode sortering (og fine kornstørrelse) gjennom hele ryggen, viser at dette må være deler av en lang dreneringsvei.

Veiklas vifte.

er svær og har presset Lågen helt over på S-sida av dalen. Her finnes ikke noe glacialfluvialt materiale høyere enn den recente vifte, og det må være omlagret om det tidligere har vært til stede. På vifta har jeg utført en



Fig. 26. Ved Lien på S-sida av Lågen i Kvam. Snitt i de glacifluviale masser.
Section in glacifluvial deposits on the south side of the river Lågen, Lien, Kvam.

steintelling (nr. 14) som har betydning som sammenligningsgrunnlag for tellingene på den andre sida av Lågen (nr. 15, 16, 17). Også i denne del av dalen kan metoden brukes til å skille de forskjellige transportretninger (se mer under).

S-sida i Kvam.

Fra Kvam mot Sjoa er svære glacifluviale akkumulasjoner på S-sida av Lågen. Stykkevis ligger løsmasser høyt oppover lia. Så langt jeg har brakt i erfaring, er imidlertid det glacifluviale materialet begrenset oppad til ca. 300 m o. h. Det overliggende er morene- og skredmasser.

Det glacifluviale materialet ligger i dalbunnen, men helt inne langs lia, med en mektighet på opptil 50–60 m.

Langs en ny vei er en rekke store snitt (fig. 26). Materialet er godt lagdelt og sortert, og består av fraksjonene sand-blokker, men overveiende av grus-stein. Strukturene viser strømretning nedover dalen. Det finnes ikke forstyrrelser, og materialet er følgelig avsatt primært på sin nåværende plass.

Det store innslag av jotundekkebergarter (steintellingene 15, 16, 17) viser at det meste av materialet er kommet fra Sjoadalen. Her er det kortest og brattest vei til dekkene. Jeg har også foretatt rekognoseringer som viser at disse bergartene vesentlig er kommet denne vei.

Forholdene i dalen ellers viser at akkumulasjonen ikke kan være rester av en dalfylling, og den må opprinnelig være avsatt med isstøtte. Akkumulasjonen må da ha vært lateral eller subglacial.

Det er vanskelig å forestille seg en lateral akkumulasjon på 50–60 m langs en tynn streng is i dalen. Som tidligere nevnt kan materialet ikke ha hatt noe underlag av is. De store morene- og skredmasser ovenfor tyder også på at materialet ikke er akkumulert subaerilt. Disse måtte nemlig da ha sklidd ned i elva og blitt omlagret.

Jeg antar at materialet er avsatt i en tunnel med dalsida som den ene vegg. På den måten er det lett å forklare at materialet er akkumulert fra dalbunnen, og ligger uforstyrret i dag. Likeledes at morenematerialet i lia ovenfor sklidd ned og la seg oppå da isstøtten forsvant.

Jeg skal til slutt nevne at den siste mammut-tanna (Heintz, 1962) er funnet i omtalte akkumulasjon, og derfor sannsynligvis er kommet fra Sjoadalen.

OVERSIKT – KONKLUSJON

Alle løsavsetningene jeg har omtalt i Gudbrandsdalen ble av Rekstad og Werenskiold tolket som endemorener (se kap. 2, «Eldre arbeider»). Jeg tror imidlertid å kunne bruke G. Holmsens (1955) ord om områder lenger SV, også om Gudbrandsdalen: «Etter den gamle antagelse ble det ikke skjelnet mellom ablasjonsmorener og endemorener, og enhver grushaug ble betraktet som en skuvrand etter dalbreen som hadde gjort en stans eller et lite fremstøt under tilbaketrekningen mot høyfjellet». Av beskrivelsene framgår det nemlig at ingen av disse avsetninger har en endemorenes form eller struktur.

Det synes heller ikke mulig å påvise andre frontdannelser. Ved å sammenligne med områdene omkring ville jeg a priori heller vente å finne sandurer enn endemøener. I S har vi nemlig de store front-deltaer på Romerike – Minnesund, og i fjellområdene omkring har jeg tidligere omtalt dødisavsmelting.

Bergersen (1962) har heller ikke omtalt frontdannelser S-over i dalen, og konklusjonen må derfor bli: *Isen har i Gudbrandsdalen helt overveiende smeltet ned vertikalt, uten noen horisontalt tilbaketrekkende front.*

De fleste avsetninger har jeg tolket som glaci-fluviale, oftest subglaciale. Da formene både er uklare og usammenhengende, har det vært vanskelig å gi mer detaljerte tolkninger og å binde disse sammen. Hovedtrekkene synes imidlertid å være at vannet har fulgt de nåværende sideelver ned under isen i Gudbrandsdalen, og akkumulert en del av sitt materiale ved munningen, før det fortsatte i en tunnel nedover dalen. En slik tolkning er helt i tråd med den oppfatning J. Gjessing (1960) skisserer for Syd-Norge.

Jeg har foreløpig ingen sikre holdepunkter for å parallellisere eller tidsbestemme avsmeltingen i Gudbrandsdalen i forhold til områdene lenger S. U. Hafsten (1958) har imidlertid et par pollenanalyser fra Hedemarken som gir en pekepinn. Jeg siterer Hafsten (1960): «The pollen analysis made so far do not give much information about the different stages of the ice retreat, except that the southern part of the Mjøsa region was free of ice during late Pre-boreal time, cp. the genuine late Pre-boreal spectra at the bottom of the Vålertjern diagram».

Jeg har omtalt at isen i Gudbrandsdalen vesentlig smeltet vertikalt, og jeg vil også anta at isen lå lenge i Mjøsas basseng. Det synes derfor rimelig at en stor del av fjellområdene jeg har behandlet smeltet fram i Preboreal tid, mens Gudbrandsdalen tidligst kunne bli isfri i Boreal tid.

Disse løse overslag har en viss verdi. Ut fra det pollenanalysen forteller (se f. eks. Hafsten 1960), kan vi nemlig si at klimaet under isavsmeltingen i Gudbrandsdalen må ha vært varmere enn i dag og også forholdsvis tørt. Dette gir en god støtte for min framstilling av forløpet av smeltingen.

6. Summary.

The deglaciation of the middle Gudbrandsdalen area.

The ice-movement.

Observed glacial striae showing direction of ice-movement during the last active stage of the inland-ice are shown in fig. 1. Supposed major directions of ice movement are also shown in fig. 3.

Deglaciation of the mountain areas.

In the mountainous parts are found a great number of channels connected with the downmelting of the ice. As these meltwater-channels occur close to the highest summits, the latter must have been situated below the firn-line when they emerged as nunataks above the ice surface.

The dead ice mass was wasted by vertical thinning out, the faintly inclined ice tongues gradually retreating from the mountain sides. The orientation and position of the drainage channels have been used in determining the inclination of the ice surface (fig. 11). From the last active stage of the inland ice, shown by glacial striae, the culmination area moved 20–40 km southwards during the stagnant stage.

Deglaciation of the Gudbrandsdal valley.

According to previous views a series of terminal moraines have been thought to exist in the valley, deposited in front of an active valley glacier at different stages of the glacial retreat in late-glacial times. This is not in agreement with the views of the present author who believes the deposits are of glacialfluvial origin, derived from the tributary valleys, as shown by the lithological character of the gravel and stone content.

The accumulation is thought mainly to have taken place sub-glacially from meltwater streams leading into a subglacial meltwater system of the major valley. This is thought to have taken place on the assumption that the ice covering the area at this stage was stagnant.

Litteraturliste.

- Balteshard, P. E., 1958: Isavsmeltningen i fjellområdet sydøst for Rondane. Hovedoppg. i fys.geogr. ved Univ. i Oslo.
- Bergersen, O. F. 1962: Geomorfologiske og kvartærgeologiske studier i nedre Gudbrandsdalen. Hovedoppg. i fys. geogr. ved Univ. i Oslo.

- Blytt, A.*, 1891: Kalktuffen ved Leine Naturen 15.
 — 1892: En Kalktuf fra Faaberg. Naturen 16.
 — 1892: Om to kalktuffdannelser i Gudbrandsdalen med bemerkninger om vore fjeld-dales postglaciale geologi. Kr.a. Vid.-selsk. forh.
- Bjørlykke, K. O.*, 1913: Norges Kvartærgeologi. NGU 65.
- Flint, R. F.*, 1961: Glacial and Pleistocene Geology. N. Y.
- Gjessing, J.*, 1955: Orientering om noen isavsmeltningsstudier som er i gang i Østlandets fjelltrakter. Norsk Geol. Tidsskr. 35.
 — 1960: Isavsmelningstidens drenering. Ad novas 3.
- Hafsten, U.*, 1958: Jordbrukskulturens historie i Oslo- og Mjøstrakten belyst ved pollen-analytiske undersøkelser. Viking 21/22.
 — 1960: Se Høltedahl O.
- Hansen, A. M.*, 1886: Om seter eller strandlinjer i store høider over havet. Arch. Math. Naturv. 10.
 — 1890: Strandlinjestudier. Arch. Math. Naturv. 14-15.
 — 1895: Om beliggenheten av bræskillet. Nyt. Mag. Naturv. 34.
- Heintz, A.*, 1962: Tre nye mammutfunn i Norge. Norsk Geol. Tidsskr. 42.
- Holmsen, G.*, 1915: Brædamte sjøer i Nordre Østerdalen NGU 73.
 — 1918: Gudbrandsdalens bræsjø NGU 83.
 — 1955: Hallingdal. NGU 190.
 — 1960: Østerdalen. NGU 209.
- Holmsen, P.*, 1951: Notes on the ice-shed and ice-transport in Eastern Norway. Norsk Geol. Tidsskr. 28.
 — 1955: Om den siste isrestens beliggenhet i de østlandske daler. Norsk Geol. Tidsskr. 35.
 — 1956: Ytre Rendal og Stor-Elvdal. (De løse avleiringer). NGU 194.
- Høltedahl, O.*, 1953: Norges Geologi NGU 164.
 — 1960: Geology of Norway. (Med bidrag av U. Hafsten m. fl.) NGU 208.
- Hørbye, J. C.*, 1855: Det erraticke Phænomen paa Rigsgrændsen. Nyt. Mag. Naturv. 8.
 1857: Observations sur les phénomènes d'érosion en Norvège. Universitets-program 1. sem. 1857.
- Kierulf, Th.*: 1879: Udsikt over Det sydlige Norges geologi.
- Lunde, T.*, 1956: Isavsmeltingen i et område sør for Sjødalen. Hovedoppg. i fys.geogr. ved Univ. i Oslo.
- Mannerfelt, C. M:son* 1940: Glacial-morfologiska studier i norska högfjäll. Norsk Geogr. Tidsskr. 8.
 — 1945: Några Glacialmorfologiska formelement. Geogr. Annaler 27.
- Ramsli, G.*, 1947: Siste istid i Gudbrandsdalsfjellene. Norsk Geogr. Tidsskr. 11.
 — 1948: Kvartærgeologiske undersøkelser i Skåbu og Espedalen. Hovedoppg. fys. geogr. ved Univ. i Oslo.
- Rekstad, J.*, 1895: Bræbevegelsen i Gudbrandsdalen mod slutningen av istiden. Arch. Math. Naturv. 17.
 — 1896: Mærker efter istiden i det nordlige af Gudbrandsdalen. Arch. Math. Naturv. 18.
 — 1898: Mærker efter istiden i Gudbrandsdalen. II. Arch. Math. Naturv. 20.
- Reusch, H.*, 1886: Vieflotten i Gudbrandsdalen. Naturen 10.

- Reusch, H.*, 1894: Har der existeret store, isdæmmede insjøer paa østsiden af Langfjeldene. NGU 14.
- 1900: Bræsjøer i fordums tid. Det Norske Geogr. Selsk. 10.
 - 1901: Høifjeldet mellom Vangsmjøsen og Tisleia. (Valdres). NGU 32.
 - 1910: De formodede strandlinjer i øvre Gudbrandsdalen. NGU 57.
 - 1917: Nogen bemerkninger i anledning av setene i Østerdalen. NGU 81.
- Samuelsen, A.*, 1953: Innlandsisens avsmeltning i fjellstrøket mellom Gudbrandsdalen og Østerdalen. Norsk Geogr. Tidsskr. 14.
- Schiotz, O. E.*, 1895: Om isskillets bevægelse under avsmeltingen av en indlandsis. Nyt Mag. Naturv. 34.
- Selmer-Olsen, R.*, 1954: Om norske jordarters variasjon i korngradering og plastisitet. NGU 186.
- Strøm, K.*, 1956: The disappearance of the last ice sheet from central Norway. Journal of Glaciology 2.
- Werenskiold, W.*, 1911: Fjeldbygningen inden rektangelkart Søndre Frøns område. NGU 60.
- Øyen, P. A.*, 1896: Strandlinjer i Gudbrandsdalen. Arch. Naturv. 18.
- 1898: Bidrag til Jotunfjeldenes glacialgeologi. Nyt Mag. Naturv. 36.
 - 1899: Kontinentalglaciation og lokalnedisning. Arch. Math. Naturv. 21.
 - 1916: Istiden Naturen 40.