

Deglasiasjonsforløpet i Aurlandsdalen og områdene omkring, Vest-Norge

BJØRN BERGSTRØM

Bergstrøm, B. 1975. The course of deglaciation in Aurlandsdalen and surrounding areas, West Norway. *Norges geol. Unders.* 317, 33-69.

Ice movements and the course of deglaciation in the Aurland area are reconstructed. The oldest ice movement was from the SE-ESE and converged towards Aurlandsfjorden, while the younger movements were influenced by the local topography and converged towards the larger valleys. Establishment of the deglaciation chronology has been based mainly on morphological studies of glacial deposits, equilibrium line displacements, pollen analysis and radiocarbon dating. Four events with glacial advances or stagnations have been identified. The Aurlandsfjord event is assumed to represent a short stagnation of the glaciers at the end of Younger Dryas (after the Ra advance), the Vangen event is older than 9790 ± 160 B.P. and probably younger than 10 000 B.P., the Loven event is dated to the period immediately before 9790 ± 160 B.P., and the Steine event dates from the transition Preboreal/Boreal (9500 B.P.) or the earliest part of the Boreal period. The entire area was deglaciated around 8500 years ago.

Bjørn Bergstrøm, Norges geologiske undersøkelse, Boks 3006, N-7001 Trondheim, Norway

FORORD

Denne publikasjon bygger hovedsaklig på min hovedfagsoppgave i kvartærgeologi og geomorfologi ved Geologisk Institutt, Avd. B, Universitetet i Bergen. Til min hovedfagsveileder, førsteamanuensis Jan Mangerud, ønsker jeg å gi en spesiell takk for hans store interesse for mitt arbeide, og for hans inspirerende veiledning og råd både under feltarbeidet og ved utarbeidelsen av dette manuskript.

Økonomisk støtte til feltarbeidet er gitt av Oslo Lysverker og Norges geologiske undersøkelse, mens C^{14} dateringene er bekostet av Norges almenvitenskapelige forskningsråd.

Universitetslektor Tore O. Vorren har lest kritisk gjennom manuskriptet, statsgeolog Dr. D. Roberts har vært behjelpelig med oversettelsen av den engelske del av manuskriptet og statsgeolog E. Fareth har vært rådgiver angående berggrunnsgeloen i området. Illustrasjonene er utført av Ellen Irgens og Masaoki Adachi.

Til de nevnte personer og institusjoner og til alle andre som har vært meg behjelpelig, vil jeg rette min varmeste takk.

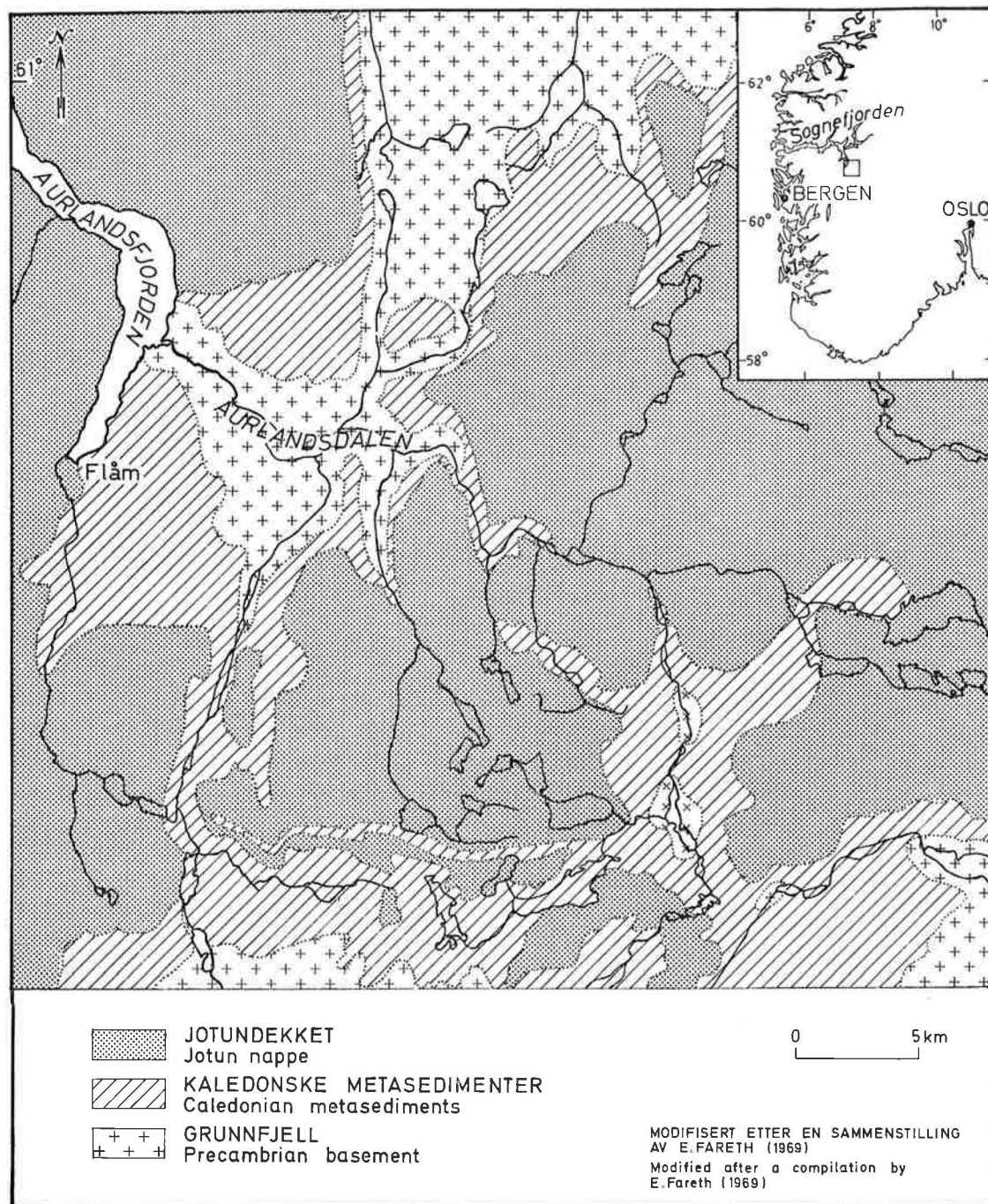


Fig. 1. Lokaltetskart og berggrunnskart over det undersøkte området (Kvale 1960, Fareth 1969).

Location and bedrock geology map of the investigated area. (Kvale 1960, Fareth 1969).

Innledning

Det undersøkte området ligger ved den indre del av Aurlandsfjorden, en sørgående sidefjord til Sognefjorden (Fig. 1). Det er tidligere bare utført spredte kvartærgeologiske undersøkelser i dette området, da med hovedvekt på marine terrasser og strandlinjemålinger (Helland 1876, 1901, Kjerulf 1879, Rekstad 1905, Kaldhol 1941, Kyrkjebø 1953). En del lateralmorener er blitt identifisert av Anundsen & Simonsen (1968) (flybildestudier) og E. Fareth (1969). I Flåmsdalen har Klovning (1963) forsøkt å rekonstruere forholdene under isavsmeltingen.

Formålet med denne undersøkelse er å rekonstruere isbevegelsene og deglasiasjonsforløpet i Aurlandsdalen og områdene omkring. Problemene angående deglasiasjonen i Flåmsdalen og korrelasjonene med Aurlandsdalen vil bare i liten grad bli diskutert i denne artikkel.

BERGGRUNN OG TOPOGRAFI

Aurlandsområdene ligger ved SØ-kanten av den kaledonske foldningsgrøft (Kvale 1960, Fareth 1969). Bergartene kan deles inn i 3 hovedenheter (Fig. 1). Det prekambriske underlaget er hovedsaklig biotitt-granitter og granodioritter. Over dette følger foldete metasedimenter, vesentlig fyllitt. Alderen av disse bergartene er dels kambro-silurisk, muligens også eokambrisk. Den øverste enhet er Jotun-dekket som danner de høyeste fjellpartiene i området. Bergartene i dekket er meget varierte: anortositt, mangeritt, gabbro, gneis, kvartsitt etc.

Topografien er karakterisert av den trange Aurlandsfjorden og de to store dalførene Aurlandsdalen og Flåmsdalen som skjærer seg dypt inn i en landblokk med høyder på 1300–1800 m o.h. (Pl. 1). De bratte fjord- og dalsidene, opp til 1200 m høye, danner en skarp kontrast til de omkringliggende fjellplatåene (Fig. 2). Hovedformene er glasiale, men i fyllittområdene har dalene ofte fluvial karakter med dypt nedskårne canyons (Kyrkjebø 1953, Klovning 1963, Holtedahl 1960, 1967, Bergstrøm 1971).

Isens bevegelsesretninger

Isbevegelsene i området (Fig. 3) er hovedsaklig bestemt ved hjelp av skuringsstriper, «fluted surface» (Pl. 1) og i en viss grad av støt- og leformer.

Det er blitt lagt vekt på å få en jevn fordeling av skuringsobservasjoner over hele området. Imidlertid gjør frostforvitringen det vanskelig å finne gode skuringslokaliteter i de høyeste fjellområder, særlig i områder med sterkt skifrige eller oppsprukne bergarter. «Fluted surface» er anvendt som felles betegnelse på «fluted moraine» og «fluted rock» (Vorren 1973). «Fluted

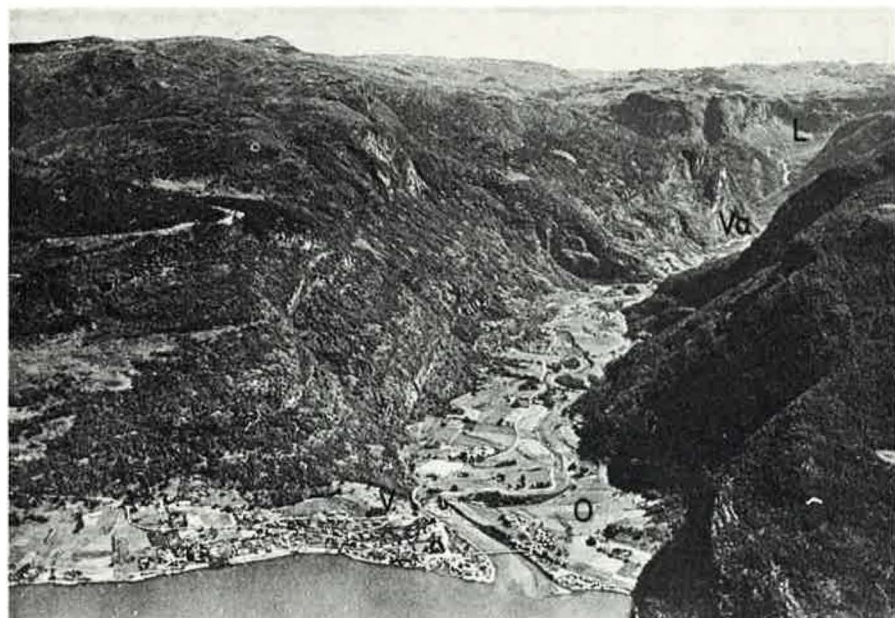


Fig. 2. Den ytre del av Aurlandsdalen, sett mot ØSØ.
The outer part of Aurlandsdalen, view towards ESE.
V = Vangen, O = Onstad, Va = Vassbygdatnet, L = Låvidalen (Foto: Haram).

moraine» er mest alminnelig i fjellområdene øst og nord for Aurlandsdalen, hvor formene fremtrer særlig tydelig på flybilder. «Fluted rock» er mindre utbredt, men finns bra utviklet i enkelte deler av fyllittområdene.

DEN ELDESTE ISBEVEGELSEN

På flere av de høyeste og frittliggende fjelltoppene er det funnet skuringsstriper som viser en isbevegelse noenlunde uavhengig av den lokale topografi, og som representerer den eldste observerte bevegelsesretning i området (Fig. 3). I de sørlige deler har den eldste bevegelsen en retning mot NV (Fareth 1969), men synes i vest å bli påvirket av den dype Aurlandsfjorden og dreiet av mot NNV. Nord og nordøst for Aurlandsdalen indikerer de relativt få skuringsobservasjonene i høyfjellsområdene en VNV-lig retning mot Aurlandsfjorden.

Det er ikke på noen lokaliteter funnet spor etter skuringsstriper eller andre retnings-elementer som tyder på at der har vært eldre isbevegelser i området med avvikende retninger fra den rekonstruerte på Fig. 3. Dette betyr at innlandsisen, mens den dekket hele området, må ha hatt en konvergerende drenering mot Aurlandsfjorden. Iskulminasjonen, hvorfra denne dreneringen har utgått, må ha ligget et sted sørøst for Aurlandsdalen, sannsynligvis øst for dagens hovedvannskille mellom Vest- og Østlandet. Denne antagelse støttes av Rye & Follrestads (1972) observasjoner på den nordlige del av Hardangervidda, hvor det eldste isskillet har ligget 20–25 km øst for vannskillet.

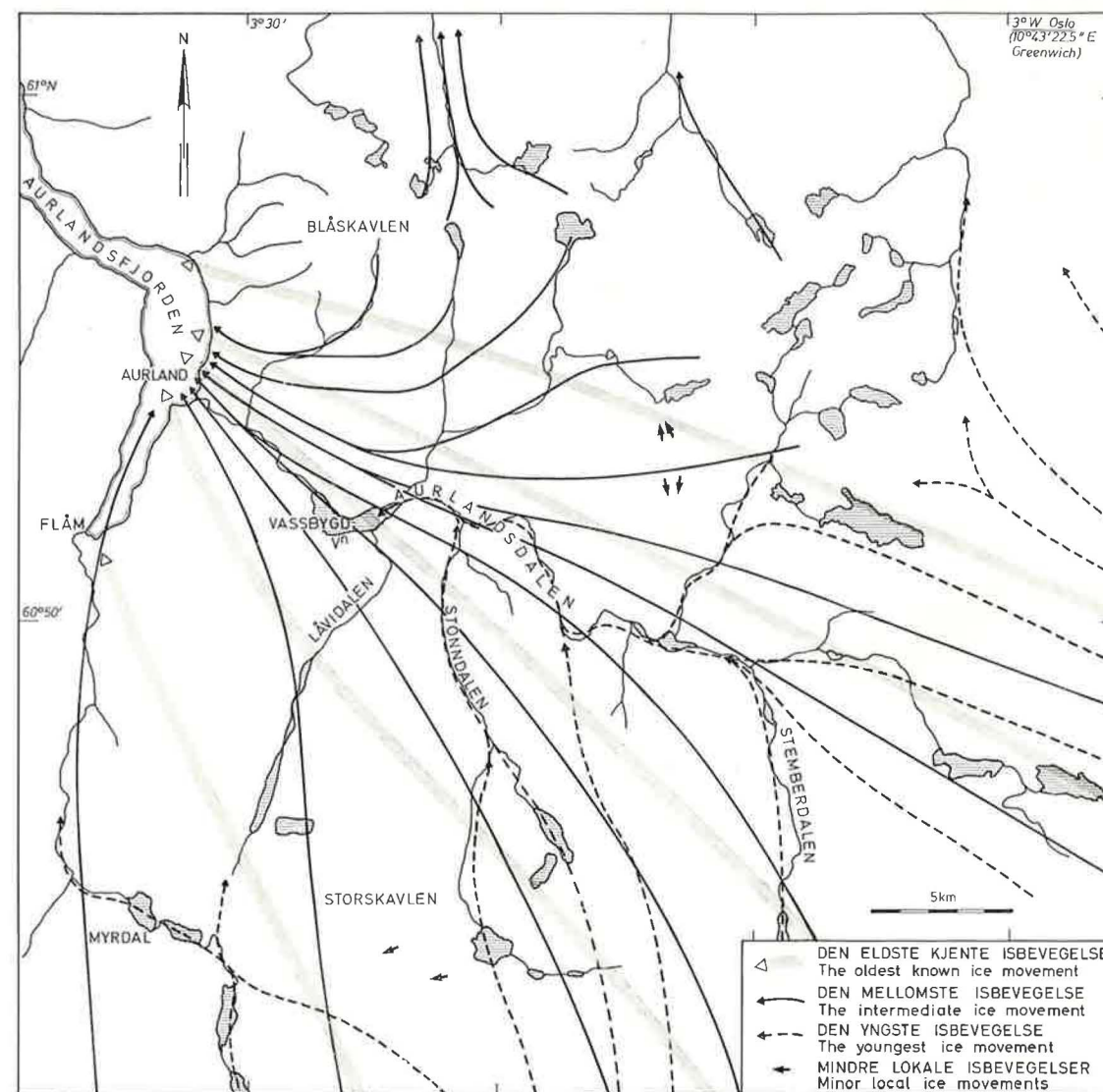


Fig. 3. Isbevegelsesretningene i Aurlandsområdet.
The direction of ice movements in the Aurland area.

På nordsiden av Sognefjorden, i Lusterfjordområdet, har T. Vorren (1973) observert at den eldste isbevegelsen, som han antar er fra Weichsel maksimum, har et konvergerende forløp mot Lusterfjorden.

Observasjonene fra Aurland og Luster viser at den indre del av Sognefjorden med dens dype nedskjæring i landblokken (opp til 2000 m) har hatt sterk innflytelse på innlandsisens bevegelse, og det er derfor ikke urimelig å anta at det også under siste istids maksimum har vært en konvergerende isdrenering mot Sognefjorden.

YNGRE ISBEVEGELSER

Etterhvert som isdekket minket i tykkelse, dreide de eldste NV-lige isstrømmene av mot hoveddalførene som ledet breisen videre ut fjordbassengene. I de NV-lige fjellstrøkene mellom Aurlandsdalen og Lærdal ble det dannet et lokalt isskille omtrent på dagens vannskille, hvorfra breen beveget seg nordover og sørover (Fig. 3). Den sørlige bevegelsen dreide av mot V og NV og forenet seg med den dominerende isstrømmen ut Aurlandsdalen. I de NØ-lige fjellområdene ble de mektige isstrømmene fra hovedisskillet i ØSØ delt i to hovedstrømmer, en med retning mot Lærdal og den andre mot Aurlandsdalen. I den sørlige del av Aurlandsområdet tyder den NNV-N-lige isretningen på at der også var en iskulminasjonssone i sør, trolig i områdene omkring Hallingskarvet – Hardangerjøkulen (Rye & Follestad 1972).

Da fjellområdene i vest og nordvest smeltet fram av isdekket, oppsto det et nett av fjord- og dalbreer med hovedtilførsel av is fra akkumulasjonsområdet sør og sørøst for Aurlandsdalen. Isskillenes beliggenhet kan ikke fastsettes nøyaktig ut fra de observasjoner som er foretatt i Aurlandsområdet. I de østlige fjellstrøkene viser imidlertid «fluted surface» (Pl. 1), som antagelig representerer den yngste isbevegelse, at isskillet må ha ligget øst eller sørøst for det undersøkte området. På dette relativt sene stadium i avsmeltningen må isskillet beliggenhet i stor grad ha vært betinget av topografien og reliefforholdene. Den sannsynlige beliggenhet synes derfor å være omkring dagens hovedvannskille (Fig. 14), spesielt fordi vannskillet her er så klart markert med en flere hundre meter høy brattskrent mot Ø eller SØ. Spredte skuringsobservasjoner like øst for vannskillet (E. Sindre, pers. med.) synes å bekrefte denne antagelse. De nordlige isstrømmene i de sørlige deler av Aurlandsområdet indikerer at det også må ha vært en iskulminasjon lenger sør, sannsynligvis i områdene ved Hallingskarvet.

KONKLUSJON

Den eldste observerte isbevegelse i området har en NV-VNV-lig retning mot Aurlandsfjorden (Fig. 3) som er antatt å kunne være fra maksimum av siste istid. Isskillet lå på den tid trolig øst for hovedvannskillet. Under deglasiasjonen ble isdreneringen mer og mer influert av topografien og isstrømmene konvergente mot de dype dalførene. Hovedisskillet i øst forflyttet seg vestover mot vannskillet, samtidig som et lokalt isskille utviklet seg i fjellområdene nord for Aurlandsdalen. I sør dannet det seg et issentrum over Hallingskarvet som synes å ha vært aktivt helt til slutten av avsmeltningen (Fig. 14).

Deglasiasjonsforløpet

I Aurlandsområdet er det observert brerandavsetninger som indikerer at det under deglasiasjonen har vært perioder med stillstand eller fremstøt av breene. Brerandavsetningene er morfostratigrafisk inndelt i Aurlandsfjordtrinet, Vangentrinet, Loventrinet og Steinetrinet, som i det følgende vil bli omtalt i kronologisk rekkefølge.

AURLANDSFJORDTRINET

De eldste brerandavsetninger i det undersøkte området er representert ved noen få spredte, høytliggende lateralmorener nær munningen av Aurlandsdalen, og er tidligere ikke beskrevet.

Lokalitetsbeskrivelse

På sørsiden av Aurlandsdalen, ca. 5 km fra munningen, ligger det en mektig lateralmorene 1230–1260 m o.h. med en markert proksimalside opp til 10–12 m høy (Pl. 1). Distalsiden er flatere og er i de nordlige deler planert ut, noe som gir lateralmorenen en terrasselignende form. Andre mindre morenerygger i nærheten vitner om oscillasjoner av breranden. Lateralmorenebeltet kan følges 500–600 m tvers over den bratte botnformete Tverradalen. I SØ forsvinner det inn mot den nakne dalsiden, men dukker opp igjen ca. 1,5 km lenger sør ved Tvindane, her i form av et tykt morenedekke med en meget markert øvre grense (1250–1260 m o.h.). Denne grensesonen strekker seg tvers over Tvinnandebotn og forsvinner gradvis i sørøstlig retning mot Låvidalen. På østsiden av Låvidalen ligger det ved Storebotn flere mindre parallelle morenerygger 1310–1330 m o.h. som muligens korresponderer med lateralavsetningene ved Tvindane og Tverradalen.

På nordsiden av Aurlandsdalen er det ikke funnet lateralavsetninger som kan korreleres med Aurlandsfjordtrinet. I Kvammadalen ligger det relativt store mektigheter av morene, men der er ikke funnet spor etter laterale fenomener. Dette skyldes trolig at det under Aurlandsfjordtrinet fremdeles eksisterte et lokalt isskille i de NV-lige fjellområdene (Fig. 3), hvorfra de sørgående isstrømmene gradvis dreiet av mot V og NV og forenet seg med breen i Aurlandsdalen til en felles isstrøm ut i Aurlandsfjorden. Det har imidlertid ikke vært mulig ved flybildestudier å observere noen lateralavsetninger i de stupbratte sidene langs fjorden.

Diskusjon og konklusjon

De spredte lateralannelser (Pl. 1) som er observert i Tverradalen, Tvindane og Storebotn gir en svak indikasjon på at det har vært en periode med stagnasjon av breen på et relativt tidlig tidspunkt under deglasiasjonen av Aur-

landsområdet, og som muligens kan være forårsaket av en meget kortvarig klimaforverring.

Breen under Aurlandsfjordtrinet har sannsynligvis vært så mektig at den har rukket helt ut til munningen av Aurlandsfjorden, kanskje enda lenger. Den mest naturlige beliggenhet for fronten synes å være på terskelen ved Simlenes (Fig. 14), hvor det skjer en markert dybdeøkning fra den flate bunnen av Aurlandsfjorden innenfor på 400–450 m dyp til Sognefjorden utenfor på 900–950 m. Gjennomsnittsgradienten på breen fra lateralmorenene i Tverradalen til en eventuell front ved Simlenes har vært 40–45 m/km.

VANGENTRINET

Etter Aurlandsfjordtrinet har det trolig vært et gunstig klima med en rask avsmeltning. Ved Tvinnande og i Kvammadalen (Pl. 1) er det observert slukåser over tykk bunnmorene som indikerer at dynamisk inaktivitet i breen lokalt kan ha forekommet. Da deglasiasjonen var kommet så langt at breen hadde trukket seg tilbake inn til munningen av Aurlandsdalen, skjedde det en klimaforverring som resulterte i fremrykning og stagnasjon av breen, Vangentrinet.

Frontavsetningen ved Vangen–Onstad

Ved munningen av Aurlandsdalen ligger det to utstikkende glasifluviale rygger (Fig. 2, Pl. 1) på hver sin side av dalen, som er bygget opp av vekslende lag av grovt, til dels dårlig sortert materiale, og godt sortert sand og silt. Den nordlige ryggen ovenfor Vangen er høyest og mektigst inne ved fjellsiden, og toppen er markert ved en liten flate som er målt til 110 m o.h. indre kant. Denne er tidligere målt av Helland (1876, s. 57) til 108 m o.h. Kaldhol (1941, s. 51) 112–114,2 m o.h. og Kyrkjebø (1953, s. 67) 110 m o.h. Ned mot dalbunnen finns flere innskjæringer som av Kaldhol og Kyrkjebø er blitt tolket som strandlinjer. Kyrkjebø (op.cit.) målte øvre kant på tre nivåer til henholdsvis 72,8, 48 og 33 m o.h. Ved Onstad, på andre siden av elven, er den utstikkende rygg av langt mindre dimensjoner og når bare opp i en høyde på ca. 60 m o.h. uten noen markert toppflate.

Formen på den opprinnelige frontavsetningen ved Vangen–Onstad er vanskelig å rekonstruere ut fra dagens morfologi. Ryggene kan være mindre erosjonsrester etter en sammenhengende rygg som har strukket seg på tvers over dalen, eller ryggene kan representere de opprinnelige formene, bare lett modifisert av senere erosjon.

R. Dahl (1968, s. 103, 106) beskriver lignende utstikkende rygger i Narvik–Skjomen området som han kaller «latero-frontal moraine spur». Han mener at sammenhengen mellom lokalisering og topografi indikerer at de generelt dannes ved en temporær stans av de laterale deler av fronten til en tilbakerykkende fjordbre, mens den sentrale del fortsetter å trekke seg tilbake ved



Fig. 4. Lateralmorene ved Hovdunga (1100 m o.h.) sett mot VSV, tilhørende Vangentrinet. Proksimalsiden på moreneryggen til høyre.
Lateral moraine at Hovdunga (1100 m a.s.l.), view towards WSW, which belongs to the Vangen event. The proximal side of the moraine is to the right.

hjelp av kalving på dypere vann. Dette betyr at «latero-frontal moraine spur» ikke behøver å være dannet i en periode med øket aktivitet i breen, men kan skyldes topografiske forhold som plutselig innsnevring av fjord eller dal, eller ved markerte terskler hvor dybden av fjorden blir betydelig redusert.

Beliggenhet, form og den innbyrdes store forskjell i mektighet på de to ryggene ved Vangen og Onstad tyder på at ryggene har vært dannet lateralt ved fronten på breen på lignende måte som Dahl (1968) forklarer. De korresponderende lateralmorenene (beskrevet under) indikerer imidlertid at Vangen–Onstad-avsetningen ikke bare er topografisk betinget, men også klimatisk betinget.

Lateralavsetninger

I den ytre del av Aurlandsdalen har breranden under Vangentrinet blitt liggende midt i den bratteste del av dalsidene, slik at meget få lateralavsetninger her er blitt oppbevart. På en liten hylle i den nordlige dalsiden ved Totland støl, ca. 4 km fra Vangen, ligger det to markerte morenerygger (600–610 m o.h.) som kan følges i en lengde av 75–100 m (Pl. 1, Fig. 6). Vis a vis Totland ligger det ved Mjå (300 m o.h.) i den sydlige dalsiden en liten morenerygg som på langt nær er så klar og markert i sin form som moreneryggene ved Totland (Fig. 7).

Videre innover i Aurlandsdalen er ikke lateralmorener observert før på NØ-siden av Grindsfjellet (Fig. 6), på kanten ned mot munningen av Stonndalen, hvor det ligger en blokkrik morenerygg 1080–1000 m o.h. Andre mind-

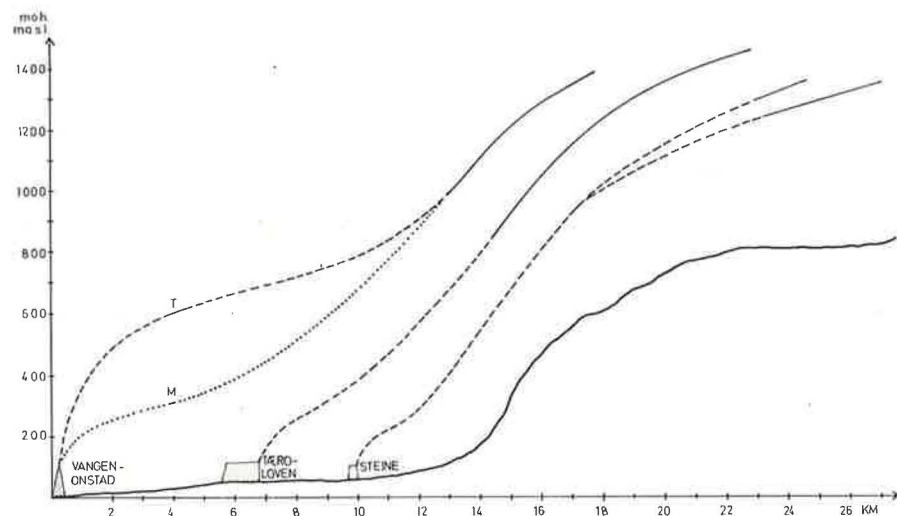


Fig. 5. Lengdeprofiler av breen i Aurlandsdalen under Vangen-, Loven- og Steinetrinnene. Heltrukne linjer viser hvor profilene er konstruert direkte fra lateralmorener, mens de striplete linjer viser hvor interpoleringer er foretatt. Den prikkete linjen antyder breprofilen under Vangentrinnet, basert på lateralmorenen ved Mjå (M). Høyden av frontavsetningene indikerer datidens havnivå.

T = Totland.

Longitudinal profiles of the Aurlandsdal glacier during the Vangen, the Loven and the Steine events. Continuous lines show where the profiles are directly constructed from the lateral moraines, while the dashed lines show where interpolations have been made. The dotted line indicates the ice profile during the Vangen event, based on the lateral moraine at Mjå (M). The altitude of the front deposits indicates the sea level at that time. T = Totland.

re parallelle rygger vitner om oscillasjoner av breen. På motsatt side av Stonndalen faller lateralmorener ned mot Hovdunga støl (1100 m o.h.) både fra nordøst (Fig. 4) og sør. Like før disse møtes, svinger de begge av mot vest og forsvinner ut på stupet i ca. 1050 m o.h. Dette viser at her har Stonndalsbreen møtt hovedbreen i Aurlandsdalen og at de to breene delvis har bøyet av for hverandre (Fig. 6).

Fra Hovdunga og østover i Aurlandsdalen kan tydelige morenerygger følges oppover langs den bratte nordsiden av Hovdunga fjellet og opp på kanten hvor de forsvinner gradvis i 1380–1400 m o.h. Gjennomsnittsgradienten for det nesten kontinuerlige lateralmorenebeltet fra Hovdunga til Hovdunga fjell er 110–120 m/km. Grunnen til denne høye gradient er at Aurlandsdalen her gjør en 90° sving og utvider seg, samtidig som dalbunnen faller kraftig (90–100 m/km). Ca. 3 km SSØ for Hovdunga fjell ligger det samlet en del rikblokkig morenemateriale i 1480–1490 m o.h. på østsiden av Klova fjell som sannsynligvis tilhører samme brerandsone.

På nordsiden av Aurlandsdalen er det foruten Totlandsmorenene bare funnet rester av morenerygger ved Eisingane 1140–50 m o.h. øst for Vassbygda. Ryggene korresponderer godt med lateralmorenene på Hovdunga på motsatt side av dalen, og tilhører sannsynligvis samme randsone. På flybilder er det

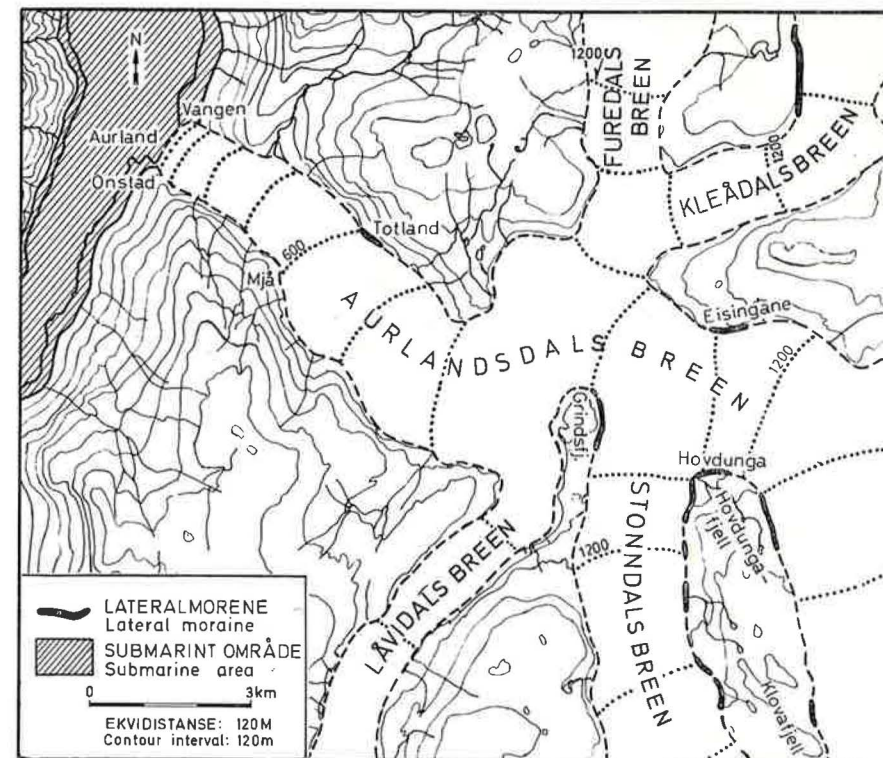


Fig. 6. Rekonstruksjon av Vangentrinnet i den nedre del av Aurlandsdalen. Reconstruction of the Vangen event in the lower part of Aurlandsdalen.

observert lateralmorener ca. 1420–1250 m o.h. på vestsiden av Norddalen, øvre del av Kleådalen, som indikerer at det under Vangentrinnet fremdeles lå en isrest igjen i fjellområdene i nord, hvorfra Bretungen strømmet ned Kleådalen og trolig også Furedalen (Fig. 6).

Vangentrinnet – en oversikt

I den innledende fase av Vangentrinnet har brefronten trolig ligget ytterst på terskelen ved munningen av Aurlandsdalen og kalvet i fjorden. Lateralmorenene på Totland (600 m o.h.) indikerer at tykkelsen på breen ute ved munningen maksimalt kan ha vært 400–500 m, noe som betyr at den ikke har vært mektig nok til å kunne nå særlig langt ut i Aurlandsfjorden. Dybden like utenfor dal-munningen på den tid var 400–500 m og Bretungen ville flyte opp og brenne løs. Den store ablasjonen på grunn av kalvingen medførte at breen i de nedre deler av dalen minket hurtig i tykkelse, mens brefronten tilnærmet sesvis ble liggende i ro, eller bare meget sakte dro seg tilbake på terskelen. Vangen-Onstad avsetningens tilbaketrunkne beliggenhet inne på terskelen indikerer at den er dannet i en sen fase av Vangentrinnet. Uoverensstemmelsen i høyden mellom lateralmorenene ved Totland (600 m o.h.) og Mjå (300 m o.h.) tyder på at også Mjå-morenen ble dannet i en sen fase av stadiet.

Det relative havnivå under Vangentrinnet er ukjent fordi frontavsetningen ved Vangen trolig ikke er bygget opp til havnivå. Toppflaten på 110 m o.h. er sannsynligvis dannet på et senere stadium.

De observerte randmorener er projisert inn på et vertikalplan parallelt med Aurlandsdalens retning og et tilnærmet lengdeprofil av breene er konstruert (Fig. 5). Da det i de nedre deler av dalen finns få randmorener å konstruere ut fra, har det her måttet foretas store interpoleringer. På grunnlag av disse profiler er det i Tab. 1 beregnet gjennomsnittsgradienter (m/km) for breen under Vangentrinnet. Den høye gradient på breen mellom Totland og munningen av dalen, skyldes de spesielle avsmeltningsforholdene ved fronten (omtalt ovenfor).

Utbredelsen av Vangentrinnets breer er på fig. 6 forsøkt rekonstruert i de nedre og midtre deler av Aurlandsdalen på grunnlag av de randmorener som her er observert.

LOVENTRINNET

Frontavsetningen ved Tæro-Loven

Foran Vassbygdvatnet ligger det en mektig frontterrasse som av elva er skåret i to deler, Tæroterrassen og Loventerrassen (Fig. 7, 8). Terrassene utgjør et markert morfologisk trekk i dalbunnen, og har tidligere fanget mange geologers oppmerksomhet (Helland 1876, 1901, Kjerulf 1879 og Rekstad 1905). Kyrkjebø (1953, s. 67–69) nivellerte det høyeste nivået til 114,8 m o.h. på Loventerrassen. Egne målinger gjort med Paulin barometer viser 114 m o.h. og representerer den høyeste marine grense i Aurlandsdalen.

Tæro- og Loventerrassen er hovedsaklig bygd opp av vekslende sand- og gruslag med enkelte steinrike lag i mellom. Foresetlagene heller mellom 5–20° mot V–NNV. I de proksimale deler av terrassen er oppbygningen imidlertid mer komplisert. Et snitt i Tæroterrassens proksimalside viser at sedimentasjonen her har vært meget vekslende og at sedimentene til dels er preget av kraftige forstyrrelser. Ved foten av proksimalsiden indikerer diskordante sand- og gruslag, som faller i flere forskjellige retninger, skiftende strømretninger og strømforhold. Enkelte av lagene faller mot SØ, altså innover dalen. Mindre partier med usortert, morenelignende materiale med enkelte inneslutninger av godt sortert silt finns her også. Siltlagene er forstyrret og inneholder enkelte steiner.

I den laterale del av proksimalsiden ligger det en flere meter tykk, godt sortert lagpakke av silt, med enkelte stein og blokker (Fig. 9, 10). Siltlagene er graderte og har en tykkelse på 1,5–2 cm. På grunn av mindre kohesjon i den grovere del av hvert lag, har det foregått en oppsprekning som gir lagpakken en skifrig struktur. Foldninger og mindre forkastninger har forstyrret de primære strukturene. Det er en tydelig erosjonsdiskordans mellom silten og det underliggende grusige materialet.

Dannelsen av den lagdelte silten kan ha skjedd in situ, eller den kan pri-



Fig. 7. Tæroterrassen (T) og Loventerrassen (L), sett mot SØ. I forgrunnen lateralmorenen ved Mjå, i bakgrunnen Vassbygdvatnet.

The Tæro terrace (T) and the Loven terrace (L), view towards SE. In the foreground the lateral moraine at Mjå, in the background Vassbygdvatnet.

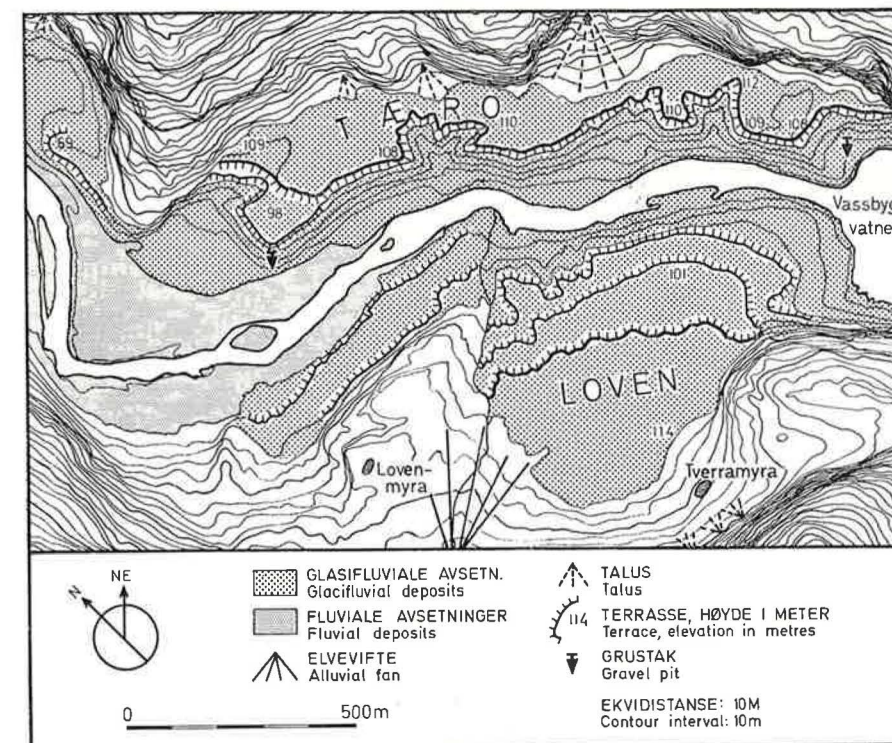


Fig. 8. Kart over frontterrassen ved Tæro-Loven.

Map of the front terrace at Tæro-Loven.

mært ha vært avsatt i Vassbygdvatnet og så senere skjøvet opp av brefronten. Det første alternativ virker mest sannsynlig. Den begrensede utbredelse av siltlaget inntil de laterale deler av terrassen indikerer at sedimentasjonen har foregått lokalt i en liten isdemt marginalsjø under en rolig periode av

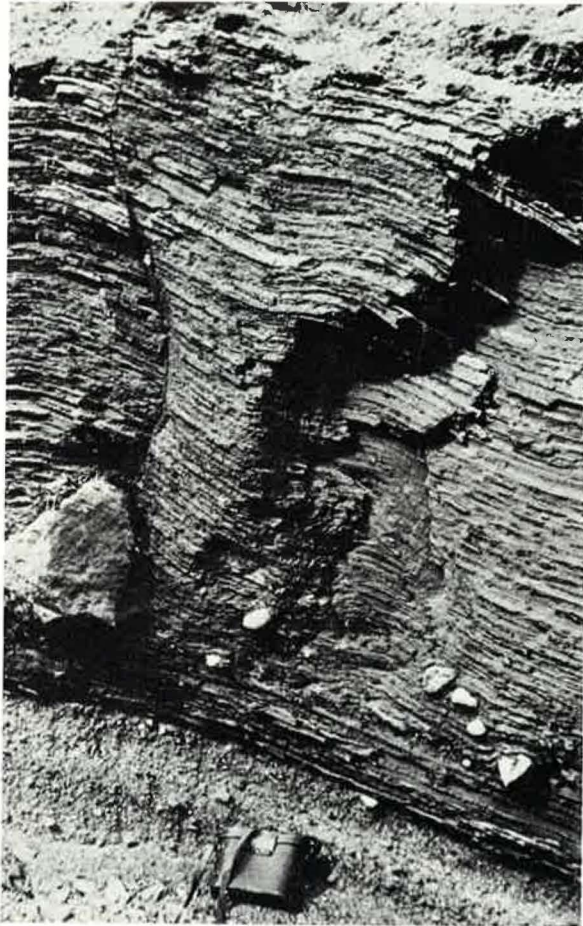


Fig. 9. Graderte lag av silt i proksimalsiden av Tæro-Loventerrassen.
Graded beds of silt in the proximal side of the Tæro-Loven terrace.

Loventrinnet. Steinene og blokkene kan forklares ved isdropping. Forstyrrelsene i siltlagene og den markerte erosjonsdiskordansen viser at mindre bevegelser må ha funnet sted, enten ved at lagpakken er blitt skjøvet av brefronten eller at den senere har seget en del nedover den bratte proksimalsiden.

Lateralavsetninger

De nærmeste lateralmorener på sydsiden av Aurlandsdalen som korresponderer med Tæro-Loventerrassen, ligger ved Frivodl, SØ for Vassbygda (Fig. 12). Markerte morenerygger stiger fra 850 til 920 m o.h. og forsvinner i den bratte vestlige fjellsiden av Frivodlnosi, men dukker opp igjen i 1050 m o.h. SSØ for Frivodl kan meget markerte morenerygger følges kontinuerlig sørover på dalhyllen til Moldedal hvor de når opp i en høyde på 1330–1340 m o.h. Dette gir en gjennomsnittsgradient på ca. 100 m/km av breanden fra Frivodlnosi til Moldedal. Videre sørover kan et bredt morenebelte med enkelte tydelige rygger (Fig. 11) følges i omtrent konstant høyde 1310–1340

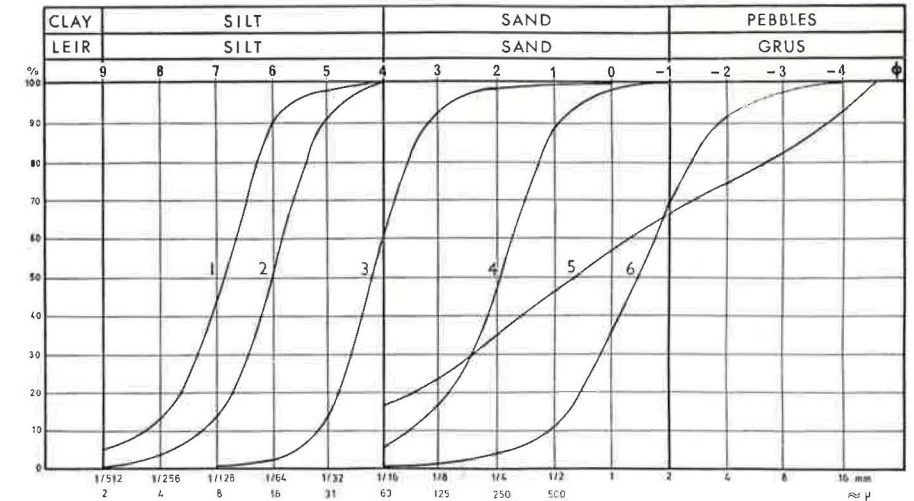


Fig. 10. Kornfordelingskurver. 1) Glasilakustrine sedimenter fra Tærotterrassens proksimalside. Prøven er tatt fra den finkornete del av ett gradert lag, mens prøve 2) er tatt fra den grovkornete del av samme lag. 3) Glasilakustrine sedimenter fra Kvaolen. 4) Glasifluviale sedimenter fra Kvaolen. 5) Morenemateriale fra Kvaolen. 6) Glasifluviale sedimenter fra Tærotterrassens proksimalside.

Grain-size distributions. 1) Glaciolacustrine sediments from the proximal side of the Tæro terrace. The sample is taken from the fine-grained part of one graded bed, while sample 2) is taken from the coarse-grained part of the same bed. 3) Glaciolacustrine sediments from Kvaolen. 4) Glaciofluvial sediments from Kvaolen. 5) Till from Kvaolen. 6) Glaciofluvial sediments from the proximal side of the Tæro terrace.



Fig. 11. Lateralmorener på vestsiden av Berdalen, sett mot NNW. Proksimalsiden til høyre.
Lateral moraines on the western side of Berdalen, view towards NNW. The proximal side is to the right.

m o.h. langs vestsiden av Berdalen (Ø for Klovafjell), men stiger så svakt til 1360–1370 m o.h.

På nordsiden av Aurlandsdalen ligger det ved Kvaolen i Midjedalen (Pl. 1), knapt 1 km fra munningen, en markert fjellterskel som er dekket av ganske store mektigheter av løsmateriale, vesentlig grusig, sandig morene (Fig. 10). Tykkelsen av dekket er vanskelig å vurdere, men er trolig flere titall meter inne ved den østlige siden av Midjedalen. Høyden av terskelen er her 340–350 m o.h. I et snitt i den bratte sørskråningen (215–220 m o.h.) er det observert godt sortert silt og sand (Fig. 10) i vekslende horisontale, til dels forstyrrete lag.

Kyrkjebø (1953, s. 70) mener at Kvaolen må være en endemorene dannet foran en breutløper ned i Midjedalen. Mot en slik tolkning taler den lite markerte proksimalsiden (N-siden) og de sorterte sand- og siltagene på sørsiden. Min tolkning er at Kvaolenavsetningen er dannet lateralt for breen i Aurlandsdalen under Loventrinnet (Fig. 12). Da breen trakk seg tilbake, ble det demt opp en liten sjø mellom terskelen og brefronten hvor silt- og sandlagene ble sedimentert.

I den bratte dalsiden ovenfor stolene på Orrasete, øst for Vassbygda, ligger det store mengder av grusig morenemateriale med en meget tydelig øvre kant 960–970 m o.h. (Fig. 12, Pl. 1). Videre sørøstover fra Orrasete dukker det NV for Aushovden opp en klar morenerygg (1040 m o.h.) som stiger hurtig oppover mot toppen av Aushovden. Der deler den seg i flere parallelle rygger og demmer opp flere tjern i 1150–1200 m o.h. På vestsiden av Klufiti forsvinner lateralmorenen i ca. 1260 m o.h. På østsiden av Klufiti er det samlet en god del morenemateriale i form av hauger og mindre rygger som danner en klar kontrast til det bare høyfjellet ovenfor. Den markerte øvre grensen kan følges nordøstover til ca. 1460 m o.h., hvor den gradvis forsvinner. Lateralmorenene mellom Orrasete og Klufiti har en gjennomsnittsgradient på 90–95 m/km og korresponderer med lateralmorenene på motsatt side av dalen ved Frivodl og Moldedal.

Loventrinnet – en oversikt

Etter Vangentrinnet trakk brefronten seg tilbake til utløpet av Vassbygdvatn hvor frontterrassen ved Tæro–Loven ble avsatt opp til et relativt havnivå på 114 m o.h. som er det høyeste observerte marine nivå i Aurlandsdalen. Snitt i proksimalsiden på terrassen viser en kompleks sammensetning av sedimentene og tydelige forstyrrelser i lagoppbygningen som tyder på vekslende smeltevannsføring og smeltevannsløp under avsetningen, samt at der har vært mindre oscillasjoner av brefronten. Bevis for et større fremstøt er ikke funnet.

De markerte og vel definerte randmorenene som er korrelerbare med Tæro–Loventerrassen indikerer en klimatisk og dynamisk aktiv bre. Lateralmorenene består ofte av to eller tre parallelle morenerygger. Enkelte steder skjærer de yngre ryggene over de gamle moreneryggene. Dette vitner om at det har foregått oscillasjoner med mindre fremstøt av brebranden under Loventrinnet. I

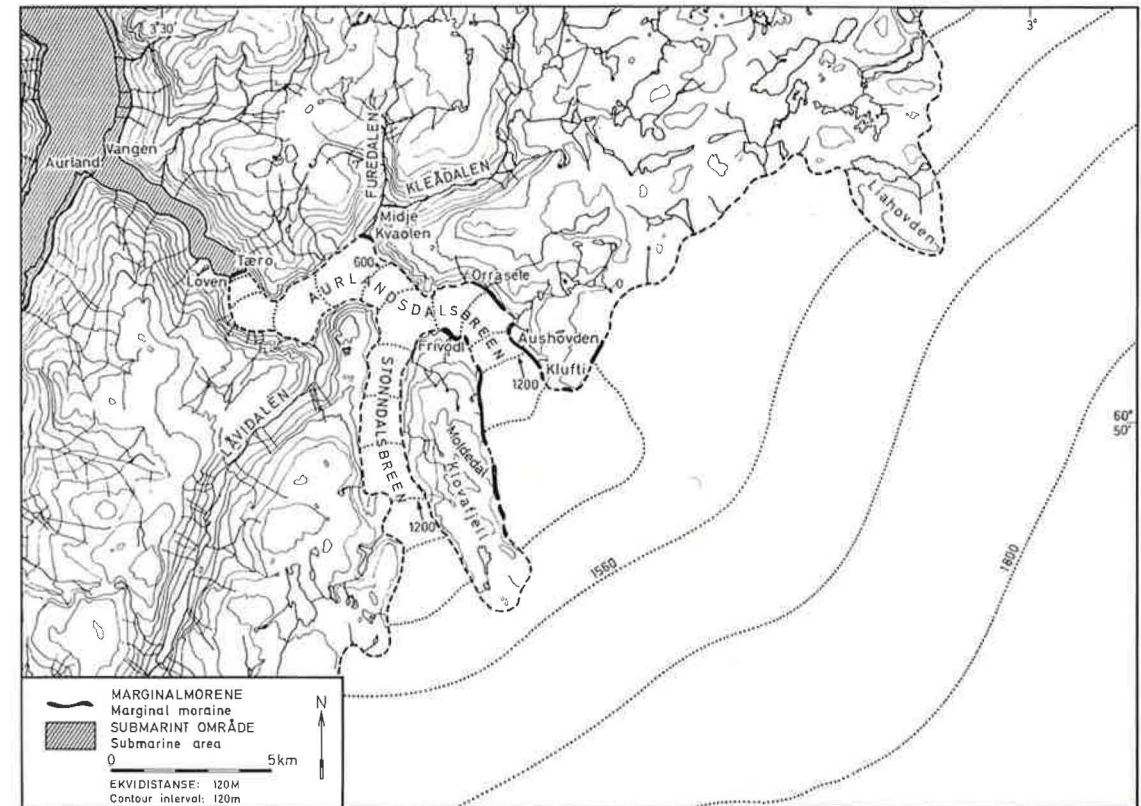


Fig. 12. Paleogeografisk kart av Aurlandsdalen under Loventrinnet. *Paleogeographical map of Aurlandsdalen during the Loven event.*

de dalsider hvor både lateralmorener fra Vangentrinnet og Loventrinnet er representert, er høydeforskjellen vel 200 m.

Breens lengdeprofil under Loventrinnet er rekonstruert på Fig. 5 og beregninger av gjennomsnittsgradienter (m/km) er foretatt av breoverflaten i Tabell 1. Gradienten fra fronten til ulike steder på breoverflaten varierer mellom 90 og 100 m/km, unntatt like ved fronten hvor gradienten sannsynligvis har vært noe høyere. Dalbunnens gradient har naturlig nok hatt innflytelse på breoverflatens hellning, spesielt i de bratteste deler av Aurlandsdalen hvor bregradienten kommer opp i 112 m/km. Sammenligner en Aurlandsdalsbreen med andre lignende bratte dalbreutløpere som f.eks. Vigledalsbreen (Andersen 1954, s. 322) og Mørkrisdalsbreen (Vorren 1973, s. 25), har disse breene gradienter omtrent av samme størrelse.

På Fig. 12 er isens utbredelse og relieff under Loventrinnet forsøkt rekonstruert. Da randmorener normalt ikke dannes i akkumulasjonsområdene, har konturene og brebrandens forløp her for det meste måttet konstrueres ut fra ekstrapoleringer og sannsynlighetsbetraktninger.

Tabell 1. Gjennomsnittsgradienten av breoverflaten i m/km under a) Vangentrinnet, b) Loventrinnet. Tallene i parentes angir dalbunnens gradient. Eks. gradienten på breoverflaten under Loventrinnet mellom fronten og Frivodl (0–7,5 km) er 95 m/km, mens gradienten mellom Frivodl og Aushovden (7,5–10 km) er 112 m/km

The average ice-surface gradient in m/km during a) the Vangen event, b) the Loven event. Figures in parentheses are valley-floor gradients. E.g. the gradient of the ice-surface during the Loven event between the termini and Frivodl (0–7.5) is 95 m/km, while the gradient between Frivodl and Aushovden (7.5–10 km) is 112 m/km

a)

Km fra brefronten (from terminus)	4 (Totland)	12 (Nonsnipa)	16 (Hovdungafjell)
0	115–120 (7)	70–75 (10)	75–80 (40)
4 (Totland)		50 (11)	65 (50)
12 (Nonsnipa)			95 (125)

b)

Km fra brefronten (from terminus)	7,5 (Frivodl)	10 (Austhovden)	12,5 (Klufti)	15 (Gravadalen)
0	95 (23)	98–100 (48)	90–95 (50)	85–90 (49)
7,5 (Frivodl)		112 (122)	92 (90)	81 (75)
10 (Austhovden)			72 (60)	66 (52)
12,5 (Klufti)				60 (44)

STEINETRINNET

Frontavsetningen ved Steine

Like ovenfor Vassbygdatnet ligger det inne ved den nordlige dalsiden ved Steine en 200–250 m lang blokkrik rygg. Den dukker fram av talusmassene ca. 112 m o.h. og fortsetter parallelt med dalsiden i retning mot SV til den ender ute på en liten bergutstikker ca. 108 m o.h., Fig. 13. Høyden av ryggen inne ved dalsiden er 2–3 m. Kyrkjebø (1953, s. 69) tolker denne ryggen som en esker dannet under en død is. Denne tolkning er ytterst tvilsom. Selv om det ikke er noe snitt i ryggen, gir den stein- og blokkrike overflaten inntrykk av at ryggen er bygget opp av morenemateriale. Beliggenheten i den bratte lia inne ved fjellsiden virker heller ikke naturlig for eskerdannelse. Min tolkning er at ryggen er en endemorene.

Like distalt for moreneryggen er det inne ved fjellsiden bygget opp en terrasse, frontterrasse, hvis øvre kant er målt til 107–108 m o.h. Kyrkjebø (1953) har nivellert øvre og indre kant til 105 m o.h. Et snitt i terrassen viser en oppbygning med foresetlag av sand og grus som faller 10–20° mot SV.

På den andre siden av dalen er det ikke funnet rester etter frontavsetningen. Ved munningen av Låviselva i Vassbygdatnet ligger det en terrassert vifte, bygget opp av meget grovt materiale til 107–108 m o.h. (indre kant), som stemmer godt overens med frontterrassen på Steine. Dette tyder på at de er dannet noenlunde samtidig og bekrefter at det relative havnivået under Steinetrinnet var omkring 107–108 m o.h.

Lateralavsetninger

Det er observert relativt få lateralavsetninger som kan korreleres med Steineavsetningen. Ved Skori, 6 km ovenfor Vassbygda, ligger det i den stupbratte NØ-siden av Aurlandsdalen en morenerygg som kan følges et par hundre meter i 930–940 m o.h. Ryggen ligger på en liten dalhylle ca. 200 m lavere enn Loventrinnets lateralmorener ved Aushovden (Pl. 1). Vest for munningen av Langedalen (ca. 1350 m o. h.) faller en tydelig lateralmorene inn i Langedalen mot NØ–N og forsvinner i ca. 1320 m o.h. Dette viser at breens overflate i den ytterste del av Langedalen har hellet innover dalen mot N–NØ, noe som må bety at tilførselen av is ned fra Langedalen har stoppet opp eller vært meget liten under Steinetrinnet. På østsiden av Langedalen ligger det noen mindre rester etter morenerygger i 1330–1350 m o.h.

I den øvre del av Langedalen er det ganske mye ablasjonsmorene med en småkupert og blokkrik overflate. Ved Hellenutvatn ligger det en del spredte morenerygger. Spesielt markert er en buformet morenerygg foran utløpet av vatnet, Pl. 1. Liahovddalen, S og SØ for Hellenutvatn, er dekket av en blikkrik bunnmorene med meget godt utviklet «fluted surface», og skiller seg klart ut fra den haugete ablasjonsmorenen i Langedalen. Dette tyder på at etter Loventrinnet har breen i Langedalen tynnet ut og etterhvert stagnert på grunn av minkende istilførsel fra næringsområdene i øst. Da størstedelen av Langedalen var blitt isfri, foregikk det en reaktivisering av breene. I Liahovddalen fulgte breen dalen mot NV til Hellenuten hvor den delte seg i to. Den ene breutløperen fortsatte på nordsiden av Hellenuten og dannet flere sett randmorener, mens den andre utløperen bøyde vestover mot Langedalen, hvor det foran fronten ble avsatt en del glasifluvialt materiale. Randavsetningene ved Hellenuten kan på grunn av sin perifere beliggenhet ikke korreleres direkte med andre randavsetninger. Men ut fra brerandens forløp i disse strøkene under Loventrinnet (Fig. 12) synes det mest sannsynlig at randavsetningene her er korrelerbare med Steinetrinnet.

På sørsiden av Aurlandsdalen er det ikke funnet lateralmorener tilhørende Steinetrinnet, unntatt sør for Østerbø hvor det ligger en del morenerygger og hauger i 1250–1330 m o.h. På østsiden av Stemberdalen ligger det noen spredte morenerygger som kan følges sørover til ca. 1380 m o.h.



Fig. 13. Frontavsetningen ved Steine, sett mot NØ. Pilene viser nedre og øvre ende av moreneryggen.
The front deposit at Steine, view towards NE. The arrows show the lower and the upper end of the moraine ridge.

Steinetrinnet – en oversikt

Det er dannet få tydelige og sikre lateralmorener som korresponderer med frontavsetningen på Steine. I den nedre del av Aurlandsdalen kan dette skyldes at breranden lå midt i den bratteste del av dalsiden, hvor lateralmorener ikke har hatt muligheter til å bli oppbevart. I den øvre del av dalen er det observert en del spredte lateralmorener som er yngre enn Loventrinnets morener. Det er nærliggende å anta at disse er dannet omtrent samtidig med frontavsetningen på Steine, men på grunn av at lateralmorenene er så få og ligger så spredt er det umulig å foreta en sikker korrelasjon.

På Fig. 5 er det ved interpolasjoner av de få randavsetningene forsøkt å konstruere breoverflatens lengdeprofil under Steinetrinnet. Gjennomsnittsgradienten på breoverflaten fra Steine til Skori og Børrefjell blir ut fra dette profil henholdsvis 110 m/km og 85–90 m/km.

Det relative havnivå under Steinetrinnet var 107–108 m o.h. ved Steine.

AVSMELTNINGEN ETTER STEINETRINNET

Etter Steinetrinnet rykket brefronten hurtig tilbake til Bedle (Ø for Vassbygda) hvor Aurlandsdalen smalner av. Ablasjonen nær fronten avtok da sterkt på grunn av at kalvingen nesten opphørte og overflaten av breene ble mindre. Resultatet var at brefronten tilnærmevis ble liggende i ro en stund, og et sandurdelta bygget seg ut distalt. Den nedre del av sandurdeltaet bygget seg

opp til datidens havnivå (ca. 102 m o.h.), mens de proksimale deler bygget seg opp over havnivået til 121–122 m o.h. I dag finnes det bare mindre rester igjen av de høyeste terrassene.

Fra den videre avsmeltningen i Aurlandsdalen er det få spor etter breen. I fyllittbergartene finns det en del canyons og jettegryter, som sannsynligvis er dannet under avsmeltningstiden da smeltevatnsmengdene var store. I Stemberdalens østside ligger det noen mindre rygger av sortert materiale (1120–40 m o.h.) utformet av smeltevatnstrømmer lateralt for en nærmest stagnerende bre. Lenger sør i dalen ligger det imidlertid en blokkrik morenerygg (1070–80 m o.h.) som viser at det senere har vært et lite fremstøt av breen. Lateralt for fronten har det trolig vært demmet opp en liten sjø. Spor etter denne sjøen kan i dag sees som en smal terrasse like overfor dalbunnen.

Avsmeltningsforløpet i de østligste fjellstrøk forandret karakter da isdekket ble så tynt at det ikke lenger trakk seg tilbake med sammenhengende isfronter, men oppløste seg i flere mer eller mindre stagnerende partier. De siste isrestene kan spores i forsenkningene hvor haugene, blokkrike morener og en del subglasiale fluviale akkumulasjoner som kames og eskere er avsatt.

Likevektslinjer

I årenes løp har det vært fremsatt en rekke definisjoner av snøgrenser, firngrenser og likevektslinjer som har ført til en inkonsekvent bruk av disse termer. I denne publikasjon benyttes termen likevektslinje og defineres som den linje som forbinder de punkter på breen hvor nettobalansen er null ved slutten av et balanseår (Anonymous 1969, s. 6).

Forskyvninger av tidligere tiders likevektslinjer i forhold til dagens likevektslinjer har vært alminnelig benyttet til å beregne de paleoklimatiske parametre og har også kunnet gi visse indikasjoner på alderen av morenene. Det er imidlertid viktig ved slike beregninger å være klar over forskjellen mellom *den gjennomsnittlige høyde på likevektslinjen* i et gitt antall år, (f.eks. i en periode på 30 år (the mean equilibrium line), og *høyden av likevektslinjen når nettobalansen for hele breen er null*, d.v.s. når breen er i likevekt (the steady state equilibrium line) (Vorren 1973). Forskjellen mellom disse to likevektslinjene blir tydelig demonstrert på Storbreen i dag hvor den gjennomsnittlige likevektslinjen er beregnet til å ligge ca. 95 m høyere (Liestøl 1967, s. 42–48). Ved beregninger av likevektslinjeforskyvninger i et område er det derfor viktig å være klar over hvilke av disse to likevektslinjene en har som utgangspunkt. For mine bestemmelser av dagens likevektslinje danner Østrem & Liestøls (1964, Fig. 36) isohypsekart over likevektslinjen når nettobalansen er lik null (the steady state equilibrium line) grunnlaget, selv om den gjennomsnittlige likevektslinjen er å foretrekke. Dette skyldes at beliggenheten av den sistnevnte likevektslinjen i dette området er vanskelig å fastsette nøyaktig på grunn av manglende undersøkelser av nærliggende recente

breer. Ut fra isohypsekartet er likevektslinjen i Aurlandsområdet beregnet til å ligge på ca. 1600 m o.h.

Beregninger av høyden på likevektslinjene under brerandtrinnene er gjort ut fra høydebestemmelser av lateralmorenene, da disse vanligvis ikke dannes høyere enn likevektslinjen. Aurlandsfjordtrinnets få og usikre lateralmorener gjør en beregning av likevektslinjen på denne tid ekstra vanskelig. Dersom moreneryggene i Storbotn (1330 m o.h.) tilhører dette trinnet, gir dette en senkning av likevektslinjen på 420 m i forhold til dagens linje. Regnes lateralmorenene ved Tvindane (1260 m o.h.) som de høyeste, blir likevektsforskjvningen 490 m. For de yngre trinnene kan følgende likevektslinjeforskjvninger beregnes, når datidens havnivåer er fratrukket: Vangentrinnet 320 m, Loventrinnet 275 m og Steinetrinnet 320 m.

Senkningen av likevektslinjene under brerandtrinnene kan skyldes lavere temperatur i ablasjonssesongen, større nedbør i akkumulasjonssesongen eller en kombinasjon av begge deler. Dersom nedbøren har vært den samme som i dag skulle dette bety at gjennomsnittstemperaturen om sommeren under Aurlandsfjordtrinnets har vært 2,7–3,1° lavere enn i dag (de siste 100–200 år), og under Vangen-, Loven- og Steinetrinnene 1,8–2,1°, når en regner med en vertikal temperaturgradient på 0,65° pr. 100 m (Andersen 1968, s. 131).

Andersen (1968, s. 127) angir for Yngre Dryas en likevektslinjesenkning på 475 ± 50 m i Troms og 525 ± 50 m for Lysefjordtrinnets i Ryfylke, Follestad (1972) 400 ± 50 m på Folgefonnhalvøya, Fareth (1970) 400–450 m i Nordfjord og Anundsen (1972) 350–400 m i SV-Norge. Likevektslinjeforskjvningene fra Preboreal tid varierer på Vestlandet mellom 200 og 400 m. T. Vorren (1973) finner en senkning på 300 ± 50 m i området mellom Jostedalen og Jotunheimen, Anundsen & Simonsen (1968, s. 27) angir 350 m i Indre Hardanger, mens Liestøl (1963, s. 138) for samme stadium har beregnet 200 m. I Nord-Rogaland og Sunnhordland beregner Anundsen (1972) en senkning på 350–400 m. Her er det viktig å være klar over at Vorren, Anundsen & Simonsen og Liestøl (op. cit.) regner med den gjennomsnittlige likevektslinjen som dagens referanseverdi, noe som resulterer i høyere verdier for likevektslinjeforskjvningen enn om de hadde kalkulert ut fra likevektslinjen når nettobalansen er lik null (the steady state equilibrium line).

Sammenlignet med ovenfor nevnte arbeider, indikerer størrelsen av likevektslinjesenkningene under brerandtrinnene i Aurlandsdalen at Aurlandsfjordstrinnet tilhører Yngre Dryas, og at Vangen-, Loven- og Steinetrinnene er av Preboreal alder.

Marine grenser

Aurlandsfjorden er med sine jevne, stupbratte sider uten innskjæringer av fjordarmer et lite gunstig område å drive strandlinjeundersøkelser. I Undredal har Kyrkjebø (1953, s. 65–66) og Mundal (1953, s. 85–89) foretatt målin-

ger av terrassene uten at de med sikkerhet har kunnet fastsette den marine grense. De antyder imidlertid forsiktig en marin grense på henholdsvis 135 og 123 m o.h. Ved munningen av Skjerdal, like N for Vangen, er det dannet en elvevifte med en liten flate på toppen som skråner ned mot sjøen, øvre kant 135 m o.h. og nedre kant 130 m o.h. Flaten indikerer et havnivå på minimalt 135 m o.h.

I Aurlandsdalen og Flåmsdalen (Kyrkjebø 1953, Klovning 1963, Klovning & Hafsten 1965) kan den marine grense bestemmes med noenlunde sikkerhet, til henholdsvis 114 og 135 m o.h. Klovning (1963, s. 12) tolket denne store forskjell i MG til at Flåmsdalen ble tidligere isfri enn Aurlandsdalen. Anundsen & Simonsen (1968, s. 29) mener at forklaringen er at terrassen ved Furberget i Flåmsdalen bare består av en tynn hud glasifluvialt materiale over fast fjell og at denne derfor er bygget opp mye hurtigere til havnivå enn Tæro-Loventerrassen. Derfor antar de at de to frontterrassene er dannet samtidig.

Isobaseretningen er ikke mulig å bestemme på grunnlag av de få strandlinjemålinger i Aurlandsområdet. Kyrkjebø (1953) mener på et noe tvilsomt grunnlag at isobaseretningen er omtrent N–S. Hvis dette er riktig betyr det at forskjellen i MG på 21 m mellom Flåmsdalen og Aurlandsdalen i realiteten er 6–7 m større, når en bruker Kyrkjebø's (op. cit.) landhevninggradient på ca. 0,9 m/km.

For å løse problemet med den store forskjellen i MG, må aldersforholdet mellom disse to avsetningene klarlegges. Dette er ikke mulig ut fra de strandlinjeundersøkelser som er gjort i området eller de strandlinjediagrammer som er konstruert for indre Sogn (Brathole 1951, Kyrkjebø 1953). Problemet må forsøkes løst ved hjelp av andre korrelasjons- eller dateringsmetoder, og vil bli nærmere diskutert i det følgende.

Pollenanalytiske undersøkelser og C-14 dateringer

INNLEDNING

I et forsøk på å få en sikrere aldersbestemmelse av brerandstadiene i Aurlandsdalen, ble det foretatt pollenanalyser og C-14 dateringer av materiale fra to myrer på Loven. Den ene myra, Lovenmyra, er dannet i en forsenkning på en utstikkende fjellknaus like distalt for Loventerrassen (Fig. 8). Fjellterskelen ligger 138 m o.h. Den andre myra, Tverramyra, ligger ca. 600 m SØ for Lovenmyra inne ved den bratte fjellsiden. Terskelen, ca. 150 m o.h. er dekket av blokker.

Felt- og laboratoriemetoder

Til prøvetakingen i Lovenmyra ble det benyttet Livingstone bor og prøverør med diameter 36 og 54 mm. På grunn av praktiske vanskeligheter med dette boret, ble øverste del av profilet tatt med Hillerbor. Prøvetakingen i

Tverramyra ble gjort med et 54 mm stempelbor, og materiale til pollenanalyse og C-14 dateringer ble innsamlet fra de nederste 1,4 m, fordelt på to prøverør. Kornfordelingsanalyser, ved sikte- og pipette-metoden, og glødetapsundersøkelser ble utført. Ved undersøkelsene av glødetapet ble sedimentene først tørket ved 105–110° C og veiet, så glødet i en ovn ved 750° og avkjølt i en eksikator og veiet på nytt. Glødetapet er beregnet i prosent av vekten til den uttatte tørre prøve. Pollenprepareringen av det gytjeholdige materiale er foretatt etter Erdman's acetolyse metode, mens prøvene fra det minerogene laget også er behandlet etter HF-metoden (Fægri & Iversen, 1964, p. 69–71).

LITHOSTRATIGRAFI

Glødetap og kornfordeling

Glødetapsundersøkelsene av sedimentene (Pl. 2) viser at det har vært relativt stor tilførsel av minerogent materiale til Lovenmyra på den tiden sedimentene under 2,28 m ble avsatt. I et nesten rent minerogent lag (2,38–2,33 m) viser kornfordelingen at det underst består av relativt grovt usortert materiale, derover silt som indikerer en rolig sedimentasjonsperiode i bassenget, og øverst noe grovere og mer usortert materiale igjen.

I Tverramyra er den minerogene del av profilet langt større (Pl. 3). Helt i bunnen er det dårlig sortert materiale med en gradvis overgang til et 3 cm tykt siltig gytjelag. Over gytjen er det en skarp grense til godt sorterte sandlag, som i Selmer-Olsens (1954) Md-So diagram faller innenfor grensene til lakustrine sedimenter eller elvesortert materiale.

Genesis – diskusjon

I Lovenmyra kan dannelsen av det minerogene laget ha flere årsaker som marin utvasking, skred, tilførsel fra bekker, eolisk virksomhet og sheet-wash. Pollendiagrammet, Pl. 2, viser at de nederste spektra inneholder store mengder av ferskvannsalgen *Pediastrum*. Noen få *Botryococcus* (ikke med på diagrammet) er også identifisert. Da ingen saltvannsindikatorer som f. eks. *Hystrix* ble observert, er det ytterst tvilsomt om havet har stått høyere enn terskelen til bassenget (138 m o.h.). Selv om havvannet nok har vært ganske ferskt inne i denne trange fjordarmen hvor store smeltevannsmengder rant ut, skulle en allikevel vente å finne noen marine indikatorer i bassenget slik T. Vorren (1973) finner det i Lusterfjorden hvor forholdene var ganske like. Interessant er det å merke at om en regner en N-S isobaseretning og en landhevninggradient på 0.9 m/km (Kyrkjebø 1953), skulle MG ved Furberget i Flåmsdalen (135 m o.h.) tilsvare et samtidig havnivå på Loven på 141–142 m o.h. Dette indikerer at denne del av Aurlandsfjorden enda var dekket av is på den tid terrassene ved Furberget ble dannet.

Det mest sannsynlige er at det minerogene materialet i bunnprofilet hovedsaklig er blitt tilført Lovenmyra ved nedspyling (sheet-wash) fra kantene av bassenget. Dette forklarer best den relativt jevne tilgangen det har vært

av minerogent materiale i den første tiden etter at bassenget ble isfritt. Et interessant problem er om det nesten rene minerogene laget (2,38–2,33 m) er forårsaket av skred eller flom, eller om det indirekte er forårsaket av en klimaforverring som førte til et tynnere vegetasjonsdekke som igjen førte til større utvasking. Et indisium på klimaforverring er nedgangen i AP og en liten økning av *Salix* i de minerogene spektra. Økningen av *Salix* skyldes trolig lokale årsaker. En slik klimaforverring kan være den samme som forårsaket Loventrinnet, eller den kan være en lokalklimatisk respons på at isen rykket fram til Tæro-Loventerrassen. I begge tilfellene skulle da det minerogene laget være avsatt samtidig med Tæro-Loventerrassen.

I Tverramyra tyder den tykke lagpakken av vekslende godt sorterte sandlag på et ganske jevnt og stabilt sedimentasjonsmiljø. Oppbygningen må ha foregått relativt hurtig, noe som også de små forandringer i pollendiagrammet viser. Den mest nærliggende forklaring er at dette er fluviale sedimenter som ikke er klimatisk betinget.

Sammenligner en pollendiagrammene i de to myrene med hverandre, ser en at sandlagene i Tverramyra må være yngre enn det minerogene laget i Lovenmyra. C-14 dateringene indikerer det samme.

Konklusjon

Sedimentene i begge myrene er avsatt i ferskvann, noe som betyr at havnivået her ikke kan ha stått høyere enn 138 m o.h. Dette indikerer at da havet sto 135 m o.h. ved Furberget i Flåmsdalen ved dannelsen av terrassene der, har Loven i Aurlandsdalen enda ikke vært isfri. Lovenmyras minerogene lag skyldes trolig sheet-wash som igjen kan skyldes en klimaforverring i forbindelse med Loventrinnet. Sandlagene i Tverramyra er yngre og sannsynligvis avsatt av en bekk som i et kortere tidsrom har rent inn i bassenget.

BIOSTRATIGRAFI

Pollendiagrammene

Det er tegnet egne AP-diagram (Pl. 2, 3) som viser treslagspollen, med spesialdiagram for eikeblandingsskog (QM). Videre er det tegnet totaldiagram som viser sammensetningen av alle pollen, unntatt pollen fra vannplanter, sphagnum og alger som det er tegnet egne diagram for. Totaldiagrammet er oppløst i diagram for treslagspollen (AP) og urtepollen (NAP). Einer (*Juniperus*) og osp (*Populus*) er ikke identifisert. I QM-diagrammet inngår bare alm (*Ulmus*) og lind (*Tilia*), da sikre pollen av eik (*Quercus*) og ask (*Fraxinus*) ikke er funnet. I NAP er tatt med alle urter, både vindbestøvere og insektbestøvere. Av mikrofosiler som ikke er tatt med i diagrammene, er det identifisert flere sporetyper som *Lycopodium*, *Dryopteris* type, *Polypodium* og *Isoetes*, samt *Rhizopoder* som *Amphitrema* og *Assulina* og grønnalgen *Botryococcus*.

Pollensonene

Jessens (1935) klassiske pollensonesystem er i stor grad blitt benyttet over hele N-Europa, og har for de ytre strøk av Vestlandet blitt modifisert av bl. a. Fægri (1954), Hafsten (1965) og Chanda (1965) og tilpasset vegetasjonsutviklingen her. Da vegetasjonsutviklingen er markert forskjellig i de indre strøk, må nye modifikasjoner til for at Jessens system også skal kunne anvendes her. Definisjonene av soneregnene vil da bli så forskjellig fra de opprinnelige, at det er lite fruktbart å holde på dette konvensjonelle system. Jeg har derfor valgt å sonere diagrammene etter samme prinsipper som Mangerud (1970).

Pollenprofilen i Lovenmyra er analysert mest detaljert, og er derfor valgt som grunnidiagram i min diskusjon av de forskjellige pollensonene.

NAP – Assemblage zone. I Lovenmyra (Pl. 2) er de dypeste spektra karakterisert ved høyt NAP-innhold, hvorav Gramineae er dominerende (Pl. 2). De mange forskjellige arter av urtepollen indikerer åpne forhold som har vært gunstig for en rik lyskrevende flora. Spektrene helt i bunnen viser en minkende *Betula* som tyder på en tilbakegang i bjørkeskogen i forhold til urtene, som synes å ha økt både i antall arter og individer. Dette, sammen med økningen av *Salix* i forhold til *Betula* i det minerogene laget, indikerer en klimaforverring (side 57). Etter Gramineae-toppen er det en hurtig økning av *Betula* som presser NAP-verdiene ned. Mange av urtene forsvinner. C-14 datering (T-901) av gytjen over det minerogene laget ga 9790 ± 160 B.P. (Pl. 2).

Av vannplantene dominerer *Sparganium* de underste spektra, men øverst i sonen får *Potamogeton* en voldsom oppgang for så å forsvinne like brått. Dette, sammen med det store innhold av *Pediastrum* viser et eutroft, lakustrint miljø.

Konklusjonen er at bunnspektrene viser pionervegetasjonen i området like etter at isen forsvant, men at isfronten trolig enda lå i nærheten og direkte påvirket de lokalklimatiske forhold.

I diagrammet fra Tverramyra (Pl. 3) er de generelle trekk ganske like Lovenmyra, men den mektige lagpakken av sand gjør den underste sonen uforholdsmessig lang. Bunnspektrene viser en lite variert urteflora. Gramineae dominerer i det underste spekteret, men går så brått ned og Ericales kommer opp og dominerer gjennom hele sandlaget. Sammenlignet med Lovenmyra tyder dette på at den tidligste pionervegetasjonen ikke er kommet med i profilet fra Tverramyra. C-14 dateringen T-986: 9590 ± 140 B.P., som daterer det underste gytjelaget i profilet (Pl. 3), synes å bekrefte dette.

Betula Assemblage zone. Overgangen til denne sonen er definert ved den brå nedgang av NAP og den sterke økning av *Betula*. Bjørkeskogen gjør her for alvor sitt inntog og er fullstendig dominerende i denne perioden. De relativt lave prosentverdier av *Pinus* og *Corylus* indikerer fjernttransport. Den svake øk-

ningen av *Pinus* i de øvre spektra tyder imidlertid på at innvandringen av furu er i ferd med å skje. En kort oppgang av *Salix* er særlig påfallende i Tverramyra i den undre del av denne sone, men har trolig en helt lokal årsak da en tilsvarende økning ikke finns i Lovenmyra. NAP-diagrammene viser en svak oppgang av Cyperaceae, mens Gramineae og Ericales synker til et minimum. I begge myrene forsvinner vannplantene helt. Det samme gjør *Pediastrum* og *Botryococcus*. Dette må skyldes en oligotrofiering av bassengene, samtidig som disse gror igjen og fjerner livsvilkårene for vannplantene.

Pinus – Betula Assemblage zone. Denne sonen karakteriseres ved den kraftige økningen av *Pinus* som viser furuskogens innvandring og etablering i området. *Pinus* kulminasjonen finner sted omtrent midt i sonen og presser *Betula* verdiene ned. Bemerkesverdig er det at *Pinus* kulminasjonen kommer før *Corylus* oppgangen, i motsetning til de fleste andre steder på Vestlandet som er undersøkt. NAP verdiene er lave, unntatt det store spranget av Ericales i det ene spekter nr. 15 i Lovenmyra som skyldes lokal overrepresentasjon. C-14 datering (T-985) av gytje fra øvre del av sonen like før *Pinus* kulminasjonen og *Corylus – Alnus* oppgangen ga 7180 ± 100 B.P. (Pl. 3).

Corylus – Alnus Assemblage zone. Overgangen til denne sone er satt til den markerte økningen av *Corylus* og *Alnus*. Det bemerkelsesverdige her er at *Corylus* og *Alnus* oppgangen kommer omtrent samtidig, mens en i ytre strøk på Vestlandet er vant med at *Corylus*-oppgangen kommer mye tidligere enn *Alnus*.

QM Assemblage zone. Denne sone karakteriserer seg ved relativt høye QM verdier, hvor *Ulmus* først vandrer inn og kulminerer. I Lovenmyra viser det øverste spekter en markert nedgang av *Ulmus*, mens *Tilia* går opp til vel 2%. De relativt høye *Corylus* og *Alnus* verdiene holder seg uten at noen av dem har noe markert maksimum. Den varmekjære vegetasjon som er representert i denne sonen viser at en nå er kommet inn i den postglasiale varmetid.

DISKUSJON OG KONKLUSJON

Pollendiagrammene fra de to myrene ved Loven er i hovedtrekkene like, og skulle (selv om de bare ligger 600 m fra hverandre) gi et bilde av den regionale vegetasjonsutviklingen. Mindre uoverensstemmelser, særlig i NAP kurvene, skyldes lokale forhold. I pollenprofilet fra Tverramyra mangler imidlertid den aller tidligste fase i vegetasjonsutviklingen som i Lovenmyra er representert ved de 4–5 nederste spektrene (Pl. 2, 3). Det siltige gytjelaget nær bunnen av profilet i Tverramyra synes å være dannet noenlunde samtidig med det siltige gytjelaget over det minerogene laget i Lovenmyra.

C-14 dateringene T-901: 9790 ± 160 B.P. og T-986: 9590 ± 140 B.P. i henholdsvis Loven- og Tverramyra gir minimumsalderen for når isen for-

svant fra Aurlandsdalen ved Loven, og dermed også en minimumsalder for Vangentrinnet da brefronten lå ved munningen av dalen. Under den daterte gytjen i Lovenmyra ligger et 5 cm minerogent lag og 2 cm siltig gytje som altså er sedimentert før det daterte gytjelag. Dette må bety at Loven ble isfritt enda tidligere enn det dateringene viser, og at Vangentrinnet er tilsvarende eldre. I tillegg må brefronten, til tross for hurtig avsmeltning, ha brukt en tid på å trekke seg tilbake fra Vangen og inn forbi Loven. Dette betyr at Vangentrinnets alder sannsynligvis ligger like opp under 10 000 år B.P.

Når det gjelder Loventrinnets alder, hadde en håpet at det skulle være mulig å korrelere dannelsen av Tæro-Loventerrassen med sedimentene i de to myrene, siden disse ligger like utenfor terrassene (Fig. 8). Særlig skulle en regne med at eolisk materiale hadde blåst opp fra de store sandflatene på terrassene, slik at Loventrinnet lithostratigrafisk kunne korreleres med sedimentene i bassengene. Alternativt skulle Loventrinnet kunne identifiseres ved en klimatisk tolkning av vegetasjonsutviklingen. Dersom breen før Loventrinnet hadde trukket seg langt tilbake slik at det ble etablert en vegetasjon i Aurlandsdalen, skulle breen da den rykket fram, lokalklimatisk ha påvirket de nærmeste omgivelsene og dermed også vegetasjonen omkring de undersøkte myrbassengene.

Dessverre er det ikke mulig med absolutt sikkerhet å korrelere Loventrinnet med sedimentene i myrbassengene. I Lovenmyra (Pl. 2) er det imidlertid et minerogent lag (2,38–2,33 m) hvor både en sedimentologisk tolkning og en tolkning av vegetasjonsutviklingen på grunnlag av pollendiagrammet, indikerer en klimaforverring (side 57). Det er overveiende sannsynlig at denne klimaforverringen er samtidig med Loventrinnet og at den mer skyldes den lokalklimatiske påvirkning av breen enn den primære klimaendring som forårsaket selve brefremstøtet/stagnasjonen. C-14 datering av gytjen like over det minerogene laget i Lovenmyra (Pl. 2) indikerer at Loventrinnets alder kan tidfestes til perioden umiddelbar før 9790 ± 160 B.P. Dessverre var det ikke mulig å få tilstrekkelig materiale til datering av det organiske laget under det minerogene laget, som ville ha gitt en nærmere indikasjon på Loventrinnets varighet.

Steinetrinnets alder lar seg ikke bestemme nærmere ut fra pollendiagrammene eller C-14 dateringene, men er sannsynligvis fra overgangen Preboreal-Boreal (ca. 9500 B. P.) eller tidlig Boreal (9500–9300 B.P.).

Den yngste C-14 datering (T-985) på 7180 ± 100 B.P. i den øvre del av *Pinus* – *Betula* sonen gir en maksimumsalder på *Pinus* kulminasjonen. Da *Corylus*- og *Alnus* oppgangen kommer omtrent samtidig, vil dateringene også være en maksimumsalder for disse treslagenes innvandring. Hvis dateringene er riktige, betyr dette at *Alnus*- og spesielt *Corylus* innvandringen i Aurlandsområdet er mye forsinket i forhold til andre deler av Vestlandet (Kaland 1970, T. Vorren 1973).

I Flåmsdalen har Klovning & Hafsten (1965) foretatt pollenanalyse med C-14 datering (T-412: 9300 ± 300 B.P.) fra bunnen av en jettegryte på Furberget, som gir minimumsalderen på når dette området ble isfritt. Bunnspækt-

rene i pollendiagrammet viser med den klare dominans av *Betula* og det lave NAP-innhold på 10–20 % ingen typisk pionervegetasjon. Sammenlignet med diagrammene i Aurlandsdalen hvor NAP verdiene kommer opp i 70 %, tyder dette på at den aller tidligste organiske produksjon ikke er representert i profilet på Furberget. Dette betyr at C-14 dateringene fra Furberget gir en for ung alder på når Flåmsdalen ble isfri, og som derfor ikke kan korreleres direkte med dateringsresultatene i Aurlandsdalen.

Generell diskusjon av deglasiasjonen i Sognefjorden

Carlsson (1960) mener at den ytre del av Sognefjorden var isfri under Ra-tid og at frontavsetningene ved munningene av hoveddalene i Ytre Sogn ble dannet på denne tid. En C-14 datering av skjell (20 m o.h.) i Instevik i Ytre Sogn (Fig. 14) ga en alder på $10\,250 \pm 440$ B.P. (Nydal et al. 1964, s. 284), og har av Anundsen & Simonsen (1968) vært fremsatt som bevis for at denne tolkning var den riktige. Dessverre gjør den usikre stratigrafiske beliggenheten av skjellene og det store standardavviket at dateringene i realiteten ikke sier noe om Raets beliggenhet i Sognefjorden. De daterte skjellene kan like gjerne være fra en isfri periode før Ra-fremstøtet, eller fra en periode like etter fremstøtet da breen hadde trukket seg tilbake fra de ytre deler av Sognefjorden.

Undås (1963) og Aarseth & Mangerud (1974) mener imidlertid å kunne følge Ra-morenene (Yngre Dryas-morenene) nordover fra Bergensområdet til Sognefjorden hvor de krysser munningen ved Sognesjøen (Fig. 14). Dette siste alternativ synes også mest sannsynlig ut fra de glasialgeologiske forhold i fjellområdene syd for den midtre del av Sognefjorden, Stølsheimen, hvor jeg har foretatt en del observasjoner, og i Vikafjellområdet (Sindre 1973). I Yngre Dryas har det her ligget et mektig glasiasjonssenter hvorfra ismasser har drenert mot N–NV og S–SV (Fig. 14).

I Vossområdet finner Skreden (1967) og Mangerud & Skreden (1972) at den eldste vestlige isbevegelse blir avløst av en yngre bevegelse fra Stølsheimen mot S–SSØ. Denne sørlige brestøm har vært mektig og beveget seg ganske uavhengig av topografien mot Hardangerfjorden hvor den sannsynligvis har gitt tilskudd til selve Hardangerfjordbreen, hvis front under Yngre Dryas lå over Halsnøy – Huglo (H. Holtedahl 1967, s. 194, Follestad 1970). På nordsiden av Stølsheimen har det ifølge egne observasjoner vært en analog situasjon med isstrømmer som drenerte mot Sognefjorden hvor de dreiet av mot vest og forenet seg med en brestøm ut Sognefjorden. Denne betydelige tilførsel av is fra sør gjør det rimelig å anta at Sognefjordsbreen i Ra-tid har nådd så langt vest som til Sognesjøen.

Dersom denne tolkning er riktig, må det etter Ra-tid ha foregått en meget hurtig avsmeltning av isen. Særlig hurtig må denne avsmeltningen ha vært, hvis Ra-fremstøtet her har skjedd like sent i Yngre Dryas som i Bergensområdet ($10\,050$ – $10\,150$ B.P.) (H. Holtedahl 1964, s. 320–321) (Mangerud

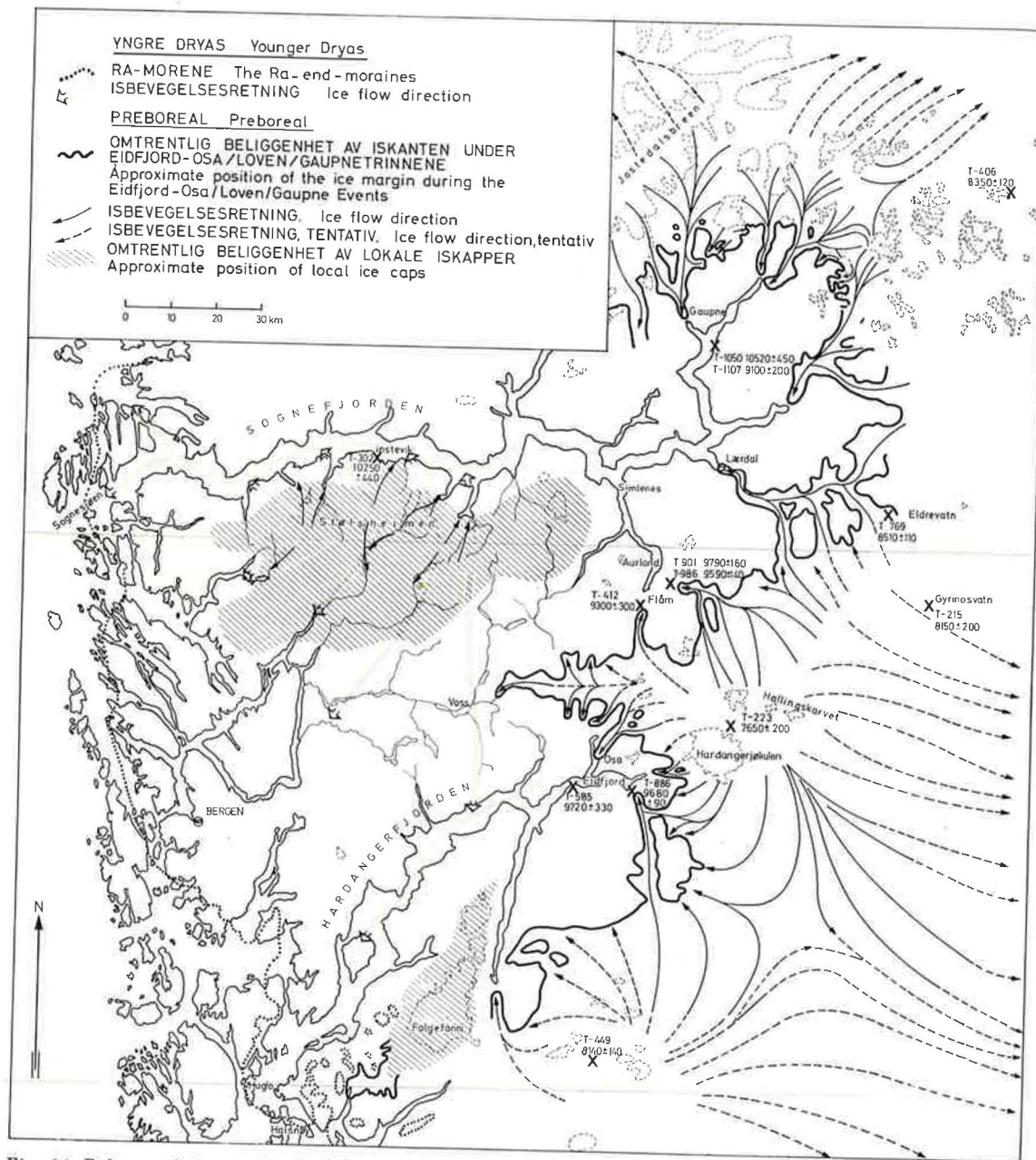


Fig. 14. Rekonstruksjon av isutbredelse og isbevegelsesretninger under Yngre Dryas og Preboreal tid i områdene omkring Sognefjorden og Hardangerfjorden. C-14 dateringene angir minimumsalder (C-14 år B.P.) for når området ble isfritt, unntatt T-886 som gir maksimumsalderen for Eidfjordterrassen (Rye 1970). Modifisert etter en sammenstilling av Vorren (1973). Rekonstruksjonen av Ra-morenene er basert på Follestad (1972) og Aarseth & Mangerud (1974). For andre referanser, se teksten.

Reconstruction of extent and movement directions of the ice during the Younger Dryas and Preboreal periods in the areas around Sognefjorden and Hardangerfjorden. The C-14 datings provide a minimum age (C-14 years B.P.) for when the area became free of ice, except T-886, which gives the maximum age of the Eidfjord ice-front terrace (Rye 1970). Modified after a compilation by Vorren (1973). The reconstruction of the Ra end-moraines is based on Follestad (1972) and Aarseth & Mangerud (1974). For other references, see the text.

1970, s. 132–135). Brefronten må da ha trukket seg tilbake fra Sognesjøen og helt inn til munningen av Aurlandsdalen (ca. 150 km) i løpet av maksimum 200–300 år. En slik hurtig tilbaketrekking tyder på et gunstig klima like etter Ra-tid og at kalvingen i den dype Sognefjorden må ha spilt en meget stor rolle i ablasjonen. Aurlandsfjordtrinnets lateralmorener ble sannsynligvis dannet under en kort reaktivisering av breene i denne avsmeltningsperioden, fordi breene i Ra-tid må ha vært langt mektigere i Aurlandsdalen enn tilfellet var under Aurlandsfjordtrinnet.

Da breene hadde trukket seg tilbake til bunnen av de indre fjordarmene i Sognefjorden, minsket kalvingen plutselig og den hurtige retrett av brefronten stoppet opp. I denne perioden skjedde det flere mindre klimadepresjoner som forårsaket stagnasjon eller fremrykning av breene. På nordsiden av Sognefjorden, i Lusterfjordområdet, har T. Vorren (1973) funnet to glasielle trinn yngre enn Yngre Dryas, Gaupnetrinnet (9800 ± 200 til 9500 ± 200 B.P.) og Høgemotrinnet (litt eldre enn 9100 ± 200 B.P.), som sannsynligvis kan korreleres med henholdsvis Loventrinnet og Steinetrinnet i Aurlandsområdet.

Anundsen & Simonsen (1968) har rekonstruert brerandens forløp i den indre del av Hardangerfjorden under Eidfjord-Osatrinnet og forsøkt, hovedsaklig ut fra flybildestudier, å følge breranden videre nordover til indre Sogn (Fig. 14). Rekonstruksjonen gir en god regional oversikt over isdekkets utbredelse under Eidfjord-Osatrinnet, men brerandens forløp må nødvendigvis bli omtrentlig og stedvis temmelig usikker på grunn av de spredtliggende og ikke synkrone randavsetningene som rekonstruksjonen bygger på. I Aurlandsområdet er alle de observerte lateralavsetningene slått sammen til en randsoner, men disse viser seg altså å tilhøre tre forskjellige randsoner. Anundsen & Simonsen (1968) korrelerer frontavsetningen ved Vangen i Aurlandsdalen med Eidfjordterrassen. C-14 dateringene fra Aurlandsdalen tyder imidlertid på at dette ikke stemmer. En einergrein som er funnet i et sandtak i den midtre del av Eidfjordterrassen er datert til 9680 ± 90 B.P. (T-886), og angir maksimumsalderen på denne del av avsetningen, (Rye 1970). Da Vangenvanetningen har en minimumsalder på 9790 ± 160 B.P. indikerer dette at Vangentrinnet er eldre enn Eidfjord-Osatrinnet. Dateringene tyder på at også Loventrinnet er eldre enn Eidfjord-Osatrinnet. Imidlertid er det ingen signifikant forskjell på disse dateringene, og da Loventrinnet er et meget mer markert trinn i Aurlandsdalen enn Steinetrinnet, synes det mest sannsynlig at Loventrinnet kan korreleres med Eidfjord-Osatrinnet.

I Stølsheimen har det i perioden etter at Sognefjorden ble isfri, fremdeles vært et lokalt glasiasjonsområde (Fig. 14). På nordsiden av isskillet, som har ligget et stykke sør for dagens vannskille, har ismassene drenert mot NØ-N og sendt istunger ned i dalene mot Sognefjorden. I de fleste dalene ligger det store frontavsetninger, som sammen med noen få korrelerende lateralmorener, indikerer klimatisk aktive breer også i Stølsheimområdet i Preboreal-Tidlig Boreal tid.

Etter klimadepresjonene som forårsaket stagnasjon eller fremrykning av

breene i Preboreal–Tidlig Boreal tid, skjedde det en hurtig avsmeltning av breene. C-14 dateringer av trekull fra arkeologiske utgravninger ved Gyrinosvatn (Nydal et al. 1964) og Eldrevatn (Nydal et al. 1972) ga henholdsvis 8150 ± 200 B.P. (T-215) og 8510 ± 110 B.P. (T-769), og viser at størstedelen av fjellstrøkene mellom Lærdal, Hemsedal og Aurlandsdalen må ha vært isfrie senest 8500 B.P. (Fig. 14). Dateringer fra andre nærliggende fjellområder indikerer at en tilsvarende tidlig avsmeltning har skjedd også her (T-223 (Nydal et al. 1970), T-406 (Østrem 1965), T-449 (Nydal et al. 1970)).

Summary

Introduction

The area investigated is situated in the inner part of Aurlandsfjorden, a tributary fjord to Sognefjorden (Fig. 1). The aim of the present investigation is to reconstruct the ice movements and the course of the deglaciation in Aurlandsdalen and the surrounding areas. The bedrock consists of three main units (Fig. 1): Precambrian basement, Caledonian metasediments, and the Jotun nappe. The topography is characterised by the narrow and steep-sided Aurlandsfjorden and the large tributary valleys Aurlandsdalen and Flåmsdalen, deeply cut into a landblock reaching altitudes of 1300–1800 m a.s.l. (Fig. 2).

The ice movements

The oldest detectable ice movements in the Aurland area were directed from the SE–ESE towards Aurlandsfjorden (Fig. 3, Pl. 1); these are considered to date from the maximum extent of the last glaciation. The main ice divide was situated somewhat to the east of the present watershed. During the deglaciation the ice flow was gradually influenced by the local topography and later converged towards the larger valleys. The main ice divide migrated westwards to the watershed, while a local ice divide developed in the mountains north of Aurlandsdalen. In the southern area an ice culmination existed above Hallingskarvet (Fig. 14).

The deglaciation

Many marginal moraines can be observed in the Aurland area (Pl. 1), which indicates that there have been periods of advance and stagnation of the glaciers during the deglaciation. The moraines are divided morphostratigraphically into 4 events (*trinn*): the Aurlandsfjord, the Vangen, the Loven and the Steine events.

The oldest event, the Aurlandsfjord event, probably represents a short stagnation of the glaciers at the end of the Younger Dryas period (about 10,000 B.P.), when the ice front was most likely situated at the threshold at the mouth of Aurlandsfjorden. The Vangen, the Tæro and the Steine events

are named after the distinct ice front deposits in the outer part of Aurlandsdalen (Pl. 1). Longitudinal profiles of the glaciers (Fig. 5) show high gradients (up to 110–120 m/km) (Table 1). The extent and the relief of the glaciers during the two most marked events, the Vangen and the Tæro events, are reconstructed in Figs. 6 and 12.

Equilibrium line displacement

The lowering of the equilibrium line during the Aurlandsfjord event is roughly calculated to 420–490 m, during the Vangen event to 320 m, the Tæro event 275 m and the Steine event 320 m. If we assume that the precipitation was approximately the same as at present (the last 100–200 years), these calculations indicate a summer temperature 2.7° – 3.1° C lower than today during the Aurlandsfjord event and 1.8° – 2.1° C lower during the Vangen, the Tæro and the Steine events.

Marine limits

Great uncertainties exist with regard to the dating of the deglaciation obtained from shore-line diagrams for Sognefjorden. Kyrkjebø (1953) calculated very roughly the isobase direction in the Aurland area to be about N–S and the gradient of the highest shore-line to be ca. 0.9 m/km.

In Aurlandsdalen the highest marine level is measured at 114 m a.s.l. (the Loven terrace) (Fig. 8, Pl. 1) and correlated with the Loven event. The marine level during the Vangen event is unknown because the front deposit at Vangen was not built up to sea level. The top level, 110 m a.s.l., was probably formed at a later phase. During the Steine event the relative sea level was probably 7–8 m lower than during the Loven event. In Flåmsdalen the highest marine level is found to be 135 m a.s.l., at Furberget (Pl. 1). This remarkably large difference in the highest marine levels between the two valleys indicates that Flåmsdalen was ice-free earlier than Aurlandsdalen. However, a more exact dating of the deglaciation is not possible from the uncertain data which we have about shore-lines and shore-level displacements in the area.

Pollen-analytical investigation and radiocarbon dating

Pollen analysis and radiocarbon dating of gyttja from two bogs at Loven (Fig. 8, Pls. 2, 3) indicate that the Vangen event is older than 9790 ± 160 B.P., probably about 10,000 B.P. The Loven event is assumed to correlate with the thin bed of minerogenic material (2.38 – 2.33 m) in Lovenmyra (Pl. 2), which indicates that the age of this event is from the period immediately before 9790 ± 160 B.P. The Steine event possibly dates from the Preboreal/Boreal boundary (9500 B.P.) or from early Boreal time. The sediments in the bogs are entirely lacustrine, which means that the sea level must have been below 138 m a.s.l. (the altitude of the lowest bog) at Loven. If we apply

Kyrkjebø's (1953) N-S isobase direction and shore-line gradient (0.9 m/km), the relative sea level at Loven in Aurlandsdalen must have been higher than 140 m a.s.l. when the terraces at Furberget in Flåmsdalen were deposited up to the sea level 135 m a.s.l. This indicates that Loven was not ice-free at that time and supports the theory that Flåmsdalen was deglaciated earlier than Aurlandsdalen.

The pollen diagrams (Plates 2 and 3) give a picture of the vegetational history of the Aurland area after the deglaciation. The pioneer flora was dominated by heliophile herbs (Gramineae, Ericales, *Rumex* etc.). Then *Betula* immigrated rapidly. The *Pinus* culmination and the rise of *Corylus-Alnus* are dated to 7180 ± 100 B.P. (Pl. 3), and indicate a relatively late immigration of these types of tree.

General discussion of the deglaciation of Sognefjorden

The Younger Dryas moraines (the Ra-moraines) can be followed northwards from the Bergen area to the outer part of Sognefjorden, where they cross the fjord at Sognesjøen (Fig. 14) (Aarseth & Mangerud 1974). An ice divide was situated in the mountain areas south of the middle part of Sognefjorden, at Stølsheimen, from which the ice moved towards the N-NW and S-SW (Fig. 14).

After the Ra advance the ice front retreated from Sognesjøen to the mouth of Aurlandsdalen (ca. 150 km) over a period of up to 200–300 years. This rapid recession points to a favourable climate and suggests that calving has played an important role in the ablation. The lateral moraines correlated with the Aurlandsfjord event were most likely formed during a short stagnation of the glaciers when the ice front was situated at the mouth of Aurlandsfjorden, probably at the end of the Younger Dryas period (10,100–10,000 B.P.).

When the glaciers had retreated to the heads of the tributary fjords in the inner part of Sognefjorden, the rapid recession of the ice front stopped because of decreased possibilities for calving. In the period which followed several climatic deteriorations caused stagnations and advances of the glaciers. In the Lusterfjord area, T. Vorren (1973) has found two glacial events younger than Younger Dryas, the Gaupne event (9800 ± 200 to 9500 ± 200 B.P.) and the Høgemo event (older than 9100 ± 200 B.P.), these probably correlating with the Loven event (Fig. 14) and the Steine event, respectively.

Anundsen & Simonsen (1968) have reconstructed the extent of the ice-sheet in the inner part of Hardangerfjorden during the Eidfjord-Osa event (Fig. 14) and have tried, basically from studies of aerial photographs, to follow the marginal zone northward to Sognefjorden. In the Aurland area this reconstructed marginal zone is based on lateral moraines which actually belong to three different zones, corresponding to the Vangen, the Loven and the Steine events. Most likely the Eidfjord-Osa event correlates with the Loven event.

At Stølsheimen there were local ice-caps (Fig. 14) from which glaciers flowed

northward to Sognefjorden. In the small tributary valleys lateral moraines and frontal deltas were deposited, and indicate that the glaciers in this area were also climatically active during Preboreal (10,000–9500 B.P.) and early Boreal time.

Subsequent to the climatic deteriorations in Preboreal – early Boreal time, the glaciers receded rapidly. Archaeological datings (Nydal et al. 1964, 1972) indicate that the mountains in the Aurland area were largely ice-free about 8500 years ago (Fig. 14, Pl. 1).

LITTERATUR

- Aarseth, I. & Mangerud, J. 1974: Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden. Western Norway. *Boreas*, Vol. 3, 3–22.
- Andersen, B. G. 1954: Randmorener i Sørvest-Norge. *Norsk geogr. Tidsskr.* 14, 274–342.
- Andersen, B. G. 1968: Glacial geology of Western Troms, North Norway. *Norges geol. Unders.* 256, 160 pp.
- [Anonymous] 1969: Mass-balance terms. *J. Glac.* 8, 3–7.
- Anundsen, K. 1972: Glacial chronology in parts of Southwestern Norway. *Norges geol. Unders.* 280, 1–23.
- Anundsen, K. & Simonsen, A. 1968: Et preborealt breframstøt på Hardangervidda og i området mellom Bergensbanen og Jotunheimen. *Univ. Bergen. Årbok., Mat.-Naturvit. Ser.* 1967, 7, 42 pp.
- Bergstrøm, B. 1971: Deglasiasjonsforløpet i Aurlandsdalen og områdene omkring. *Thesis Univ. of Bergen.* (Unpublished).
- Brathole, A. 1951: Kvartærgeologiske undersøkelser i Indre Sogn. *Thesis. Univ. of Oslo.* (Unpublished).
- Carlsson, A. O. 1960: Isavsmältningen i trakterna kring Sognefjorden under sista istiden. *Fil. lic. thesis. Univ. of Stockholm.* (Unpublished).
- Chanda, S. 1965: The history of vegetation of Brøndmyra. A Late-Glacial and early Post-Glacial deposit in Jæren, South Norway. *Univ. Bergen. Årb., Mat.-Naturvit. Ser.* 1965, 1, 17 pp.
- Dahl, R. 1968: Late-Glacial Accumulations, Drainage and Ice Recession in the Narvik-Skjomen District, Norway. *Norsk geogr. Tidsskr.* 22, 101–165.
- Fægri, K. 1954: On age and origin of the beech forest (*Fagus sylvatica* L.) at Lygrefjorden, near Bergen (Norway). *Danmarks Geol. Unders. II Række, No. 80*, 230–249.
- Fægri, K. & Iversen, Johs. 1964: *Textbook of Pollen Analyses.* 237 pp. Munksgaard, Copenhagen.
- Fareth, E. 1969: Geologiske undersøkelser på kartblad Aurlandsdalen. *Thesis. Univ. of Bergen.* (Unpublished).
- Fareth, O. W. 1970: Brerandstadier i midtre og indre Nordfjord. *Thesis Univ. of Bergen.* (Unpublished).
- Foltestad, B. A. 1972: The glaciation of the south-western part of the Folgefonna Peninsula, Hordaland. *Norges geol. Unders.* 280, 31–64.
- Hafsten, U. 1965: The Norwegian *Cladium mariscus* communities and their Post-glacial history. *Univ. Bergen. Årb., Mat.-Naturvit. Ser.* 1965, 4, 55 pp.
- Helland, A. 1876: Om beliggenheden av moræner og terrasser foran mange indøer. *Øfvers. Kgl. Vit. Akad. Forhand.* 32, 53–82.
- Helland, A. 1901: *Norges land og folk XIV.* Topografisk-statistisk beskrivelse over Nordre Bergenshus Amt. I, II. Kristiania (Oslo).
- Holtedahll, H. 1960: Mountain, fjord, strandflat, geomorphology and general geology of parts of western Norway. *Int. Geol. Congr.* 21, *Guide to excursion A₆, C₃*, 29 pp. Oslo.

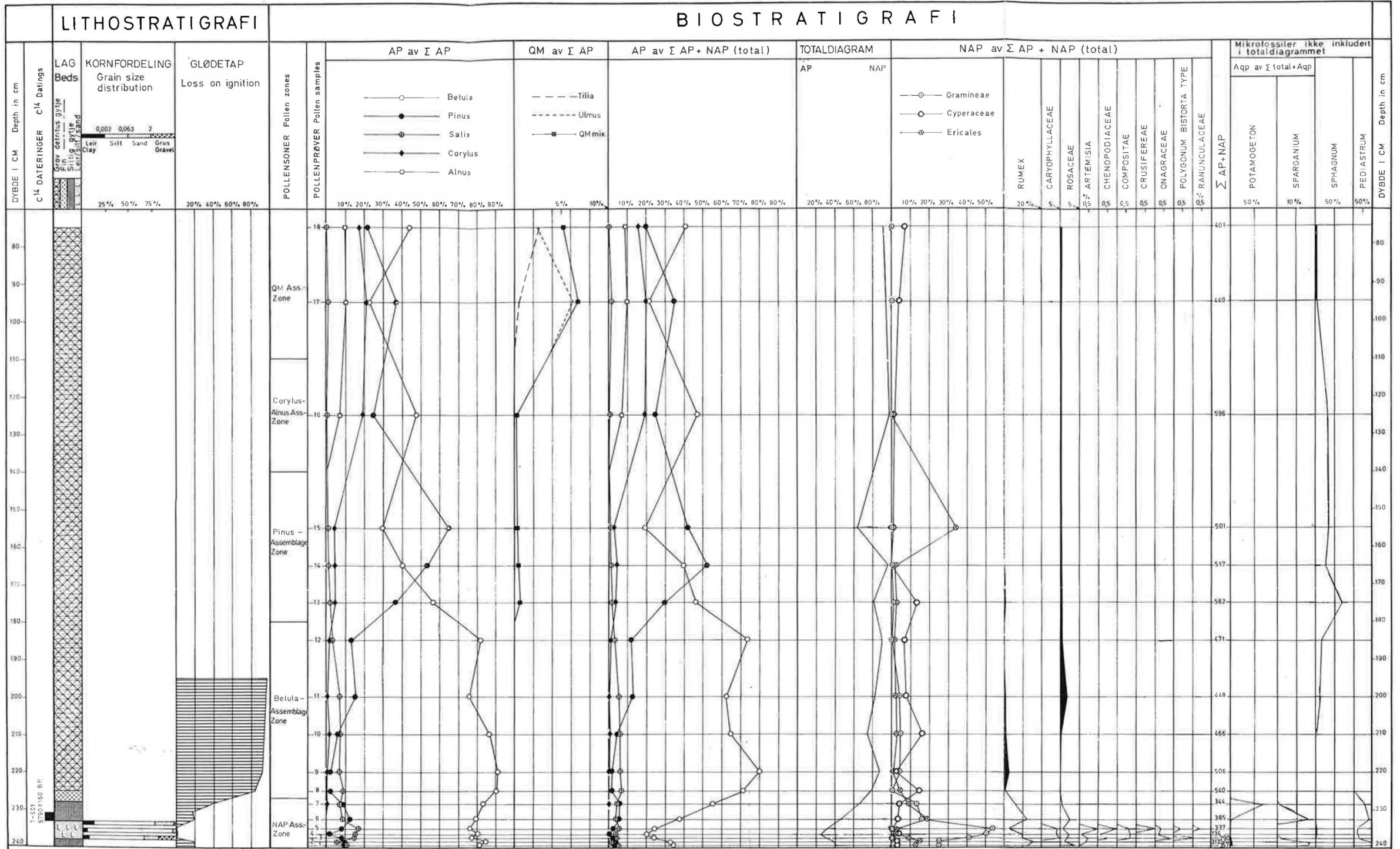
- Holtedahl, H. 1964: An Allerød fauna at Os, near Bergen, Norway. *Norsk geol. Tidsskr.* 44, 315–322.
- Holtedahl, H. 1967: Notes on the formation of fjords and fjord-valleys. *Geogr. Annaler Ser. A* 49, 188–203.
- Kaland, P. E. 1970: Pollenanalytiske undersøkelser på Fonnes, Austrheim hd. Hordaland. *Thesis. Univ. of Bergen.* (Unpublished).
- Kaldhol, H. 1941: *Terrasse- og strandlinjemålinger fra Sunnfjord til Rogaland.* 206 pp. Hellesylt.
- Kjerulf, Th. 1879: *Udsigt over den sydlige Norges geologi.* 262 pp. Kristiania (Oslo).
- Klovning, I. 1963: Kvartærgeologiske studier i Flåmsdalen og omkringliggende fjellområder. *Thesis. Univ. of Bergen.* (Unpublished).
- Klovning, I. & Hafsten, U. 1965: An Early Post-glacial pollen profile from Flåmsdalen, a tributary valley to the Sognefjord, Western Norway. *Norsk geol. Tidsskr.* 45, 333–338.
- Kvale, A. 1960: The nappe area of the caledonides in Western Norway. *Int. Geol. Congr.* 21, *Guide to excursion A7, C4.* 43 pp. Oslo.
- Kyrkjebo, A. 1953: Geomorfologi fra Høyangerområdet og strandlinje- og isavsmeltningsstudier fra Sogn. *Thesis. Univ. of Bergen.* (Unpublished).
- Liestøl, O. 1963: Et sen-glacialt breframstøt ved Hardangerjøkulen. *Norsk Polarinst. Årb.* 1962, 132–139.
- Liestøl, O. 1967: Storbreen glacier in Jotunheimen, Norway. *Norsk Polarinst. Skr.* 141, 63 pp.
- Mangerud, J. 1970: Late Weichselian vegetation and icefront oscillations in the Bergen district, Western Norway. *Norsk geogr. Tidsskr.* 24, 121–148.
- Mangerud, J. & Skreden, S. A. 1972: Fossil ice wedges and ground wedges in sediments below till at Voss, western Norway. *Norsk geol. Tidsskr.* 52, 73–96.
- Mundal, E. 1953: Kvartære akkumulasjoner og strandlinjer ved Fjærlandsfjorden og nokre andre lokaliteter i Sogn. *Thesis. Univ. of Oslo.* (Unpublished).
- Nydal, R., Løvseth, K., Skullerud, K. E. & Holm, M. 1964: Trondheim natural radiocarbon measurements IV. *Radiocarbon* 6, 280–290.
- Nydal, R., Løvseth, K. & Syrstad, O. 1970: Trondheim natural radiocarbon measurements V. *Radiocarbon* 12, 205–237.
- Nydal, R., Gulliksen, S. & Løvseth, K. 1972: Trondheim natural radiocarbon measurements VI. *Radiocarbon* 14, 418–451.
- Østrem, G. 1965: Problems of dating ice-cored moraines. *Geogr. Annaler Ser. A* 47, 1–38.
- Østrem, G. & Liestøl, O. 1964: Glasiologiske undersøkelser i Norge 1963. *Norsk geogr. Tidsskr.* 18, 281–340.
- Rekstad, J. 1905: Fra Indre Sogn. *Norges geol. Unders.* 42, 53 pp.
- Rye, N. 1970: Eingerrein av Preboreal alder funnet i israndavsetninger i Eidfjord, Vest-Norge. *Norges geol. Unders.* 266, 246–251.
- Rye, N. & Follestad, B. A. 1972: The ice movement and the ice divide in the Hardangervidda area. *Norges geol. Unders.* 280, 25–30.
- Selmer-Olsen, R. 1954: Om norske jordarters variasjon i korngradering og plastisitet. *Norges geol. Unders.* 186, 136 pp.
- Sindre, E. 1973: Kvartærgeologiske undersøkelser i området mellom Vossestrand og Nærøyfjorden og tilgrensende fjellstrøk. *Thesis. Univ. of Bergen.* (Unpublished).
- Skreden, S. A. 1967: Kvartærgeologiske undersøkelser i området Voss–Bolstadøyri samt Bordalen. *Thesis. Univ. of Bergen.* (Unpublished).
- Undås, I. 1963: *Ra-morenen i Vest-Norge.* 78 pp. J. W. Eide, Bergen.
- Vorren, T. O. 1973: Glacial geology of the area between Jostedalbreen and Jotunheimen, South Norway. *Norges geol. Unders.* 291, 1–46.



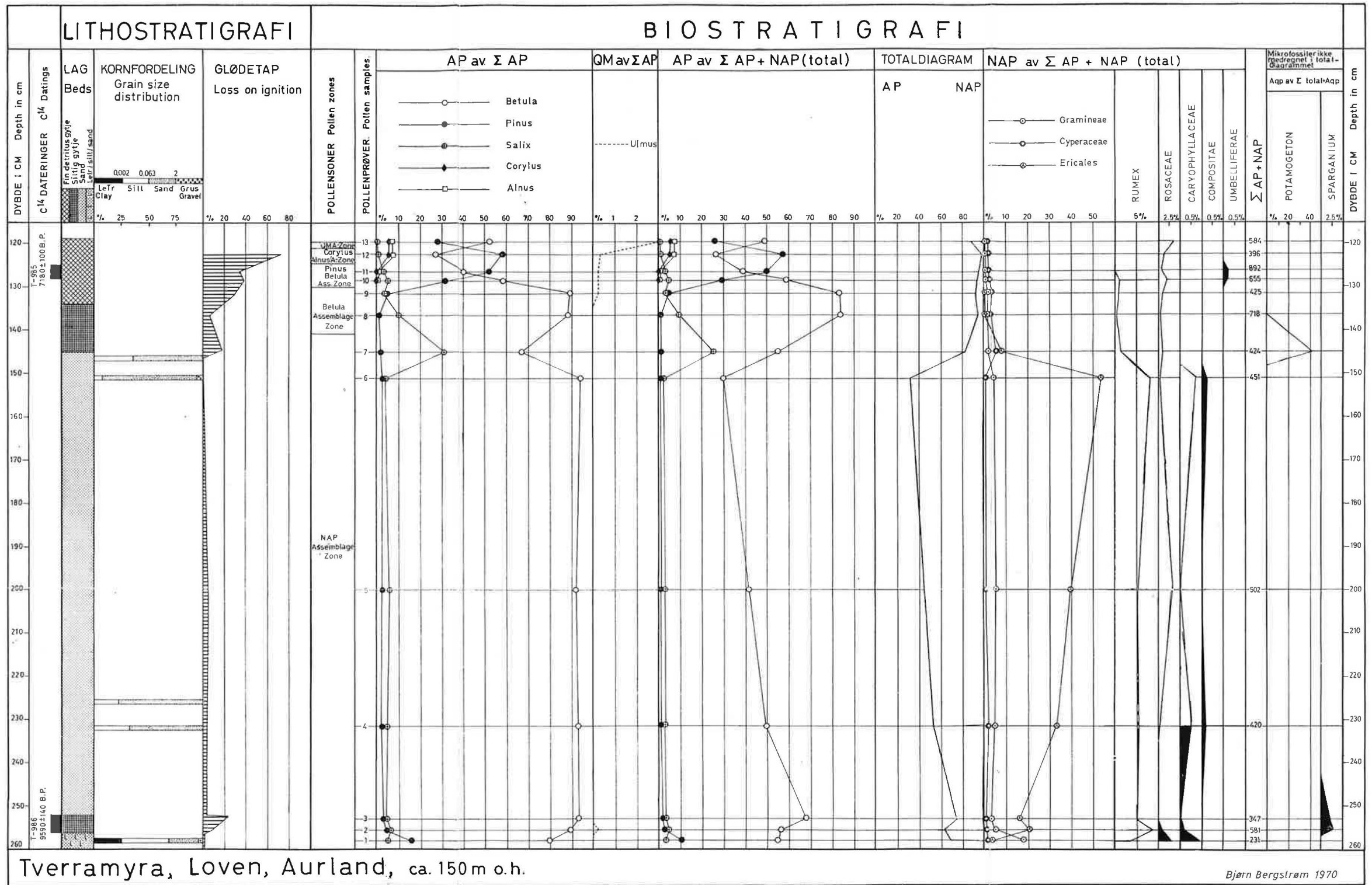
GLASIALKART OVER AURLANDSOMRÅDET
 Glacial map of the Aurland area

- | | | | | | |
|--|---|--|---|--|--|
| | MARGINAL MORENERYGG
Marginal moraine ridge | | ESKER
Esker | | SKURINGSSTRIPE, ETTER FARETH (1969)
Glacial striae, after Fareth (1969) |
| | GLASIFLUVIAL FRONT-
AVSETNING
Glaciofluvial frontal deposit | | SMELTEVANNSCANYON I
FJELL
Meltwater canyon in bedrock | | SKURINGSSTRIPE, ETTER KLOVNING (1963)
Glacial striae, after Klovning (1963) |
| | GLASIFLUVIAL LATERALRYGG
Glaciofluvial lateral ridge | | JETTEGRYTER
Potholes | | FLUTED SURFACE
Fluted surface |
| | TERRASSE, HØYDE I METER
Terrace, elevation in metres | | SKURINGSSTRIPER
Glacial striae | | |

0 1 2 3 4 5 km
 EKVIDISTANSE: 120M
 Contour interval: 120m



Lovenmyra, Aurland, ca.138 m.o.h.



Tverramyra, Loven, Aurland, ca. 150 m o.h.

Bjørn Bergstrøm 1970