

En rekonstruksjon av isbevegelser under siste istid i Samnanger og Kvam, Hordaland, Vest-Norge

M. HAMBORG & J. MANGERUD

Hamborg, M. & Mangerud, J. 1981: A reconstruction of ice movement directions during the Late Weichselian in Samnanger and Kvam, Hordaland, Western Norway. *Norges geol. Unders.* 369, 77-98.

The reconstructions are based mainly on analysis of glacial striae. The oldest striae indicate that the glacier flow, was influenced by the deep Hardangerfjord, even during the Weichselian maximum. Younger striae of assumed Allerød age, shows that the area was than nearly deglaciated. Still younger striae are clearly from the major Younger Dryas readvance, in the course of which the area was completely covered by the ice sheet. The Younger Dryas ice sheet is reconstructed on the basis of the glacial striae, marginal moraines and theoretical ice profiles. Ice movements during the deglaciation after the Younger Dryas were mainly governed by the local topography.

Martin Hamborg, Norges geologiske undersøkelse, Boks 3006, N-7001 Trondheim, Norway

Jan Mangerud, Geologisk institutt, avdeling B, Universitetet i Bergen, N-5014 Bergen, Norway

Innledning

Det undersøkte området ligger mellom Samnangerfjorden og Hardangerfjorden i Hordaland (Fig. 1). Dette er et fjell-landskap som er sterkt oppskåret av daler og fjorder. Karakteristisk er dalen mellom Tysse og Norheimsund. Omkring passområdet er den flat og åpen, mens den både mot Tysse og Norheimsund er bratt og trang. På begge sider av dalen når fjellene opp i 1300 m.

Tidligere kvartærgeologiske undersøkelser i området består vesentlig av terrassemålinger (Kolderup 1908, Rekstad 1911, Kaldhol 1941). Rekstad (1911) har noen få observasjoner av randavsetninger langs Hardangerfjorden og i traktene mellom Norheimsund og Samnanger.

Området ligger mellom Herdla-morenen av Yngre Dryas alder i vest og frontavsetninger fra Preboreal i øst (Fig. 1).

I denne artikkelen behandler vi vesentlig skuringsstriper, som forsøkes korrelert med Yngre Dryas endemorenen og eldre isbevegelser. For Yngre Dryas har vi også rekonstruert innlandsisens overflate. Isavsmeltingen i Preboreal (Hamborg 1979) vil bli detaljert behandlet i en senere artikkel.

Isbevegelser

METODE

Det er i undersøkelsen først og fremst benyttet skuringsstriper, som er studert med metoder og kriterier tidligere beskrevet av bl. a. Ljungner (1930, 1943, Gjessing (1953, 1965), Johnsson (1956), Svensson (1959), Hillefors (1969), Flint (1971), Andersen & Sollid (1971) og Vorren (1979). Vi har, som Vorren,

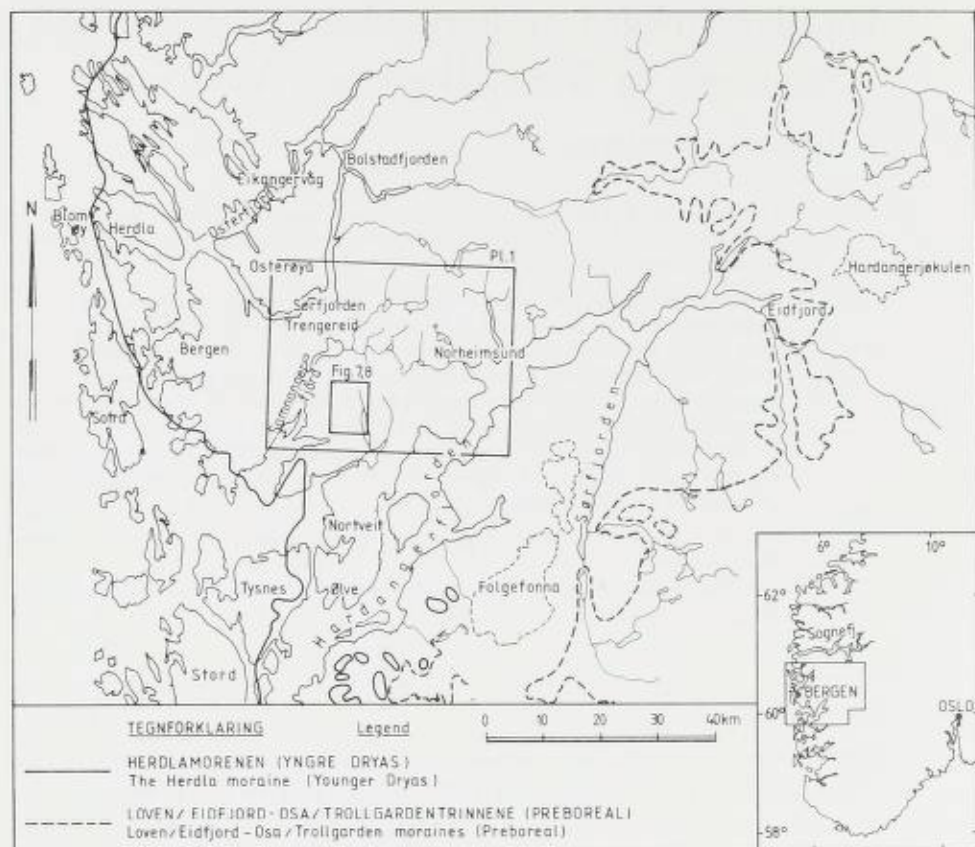


Fig. 1. Oversiktskart over området mellom Sognefjorden og Hardangerfjorden. Yngre Dryas endemorenen etter Follestad (1972) og Aarseth & Mangerud (1974). Preboreal endemorener etter Anundsen (1972) og Bergström (1975). Innfelt nøkkelkart over Sør-Norge. *General location map of the district between Sognefjord and Hardangerfjord. Younger Dryas end moraines according to Follestad (1972) and Aarseth & Mangerud (1974), and Preboreal end moraines from Anundsen (1972) and Bergström (1975). Inset: a key map of South Norway.*

utelukket plastiske former. Alle observerte retningselementer er i fast fjell. Det er benyttet både drumlinoide, lineære og transversale retningselementer.

Bergartene i området forvitrer lett, og på eksponerte flater er derfor bare svært grov skuring synlig (Fig. 2). Dette gjelder spesielt i høyereliggende områder. Uforvitrede flater er funnet langs veier og andre steder hvor fjellflater nylig er blottet. De fleste observasjoner er av mikroskuring på mer motstandsdyktige partier som kvartslinser, kvartsårer og pegmatittiske ganger, og på større krystaller i grov-krystallinske bergarter.

For å få frem de fineste stripene, er det benyttet fettstift som er fort i sirkulære bevegelser for ikke å favorisere en spesiell retning (bl. a. Gjessing 1953, Aa 1974). På feltspat krystaller kan det noen ganger være vanskelig å skille tvillingsstriper i krystallene fra de fineste stripene ved bruk av denne metoden.



Fig. 2. Hvals-kroftformer. Berggrunnen er forvitret og bare grov skuring er bevart.
Whaleback forms. The bedrock is weathered and therefore only grooves are found.

Alle målinger av retningselementer er forsøkt gjort på frittliggende flater, slik at den helt lokale morfologien har hatt minst mulig innvirkning på isbevegelsen.

På grunn av de usikkerhetsmomenter som kommer inn ved utstrakt bruk av mikroskuring (små flater, korte og ofte utydelige striper), er det bare benyttet målinger hvor det er gjort minst to observasjoner av samme retning i umiddelbar nærhet av hverandre.

De transversale retningselementene (Flint 1971, p. 96) er kun benyttet sammen med skuringsstriper. Det kan under spesielle forhold oppstå reverserte sigdbrudd (Dreimanis 1953, p. 776, Andersen & Sollid 1971, p. 18). Dette skjer spesielt der bergartens kløv skjærer overflaten med spiss vinkel til isbevegelsesretningen. I tvilstilfeller er slike lokaliteter unngått.

Aldersforholdene er i størst mulig grad bestemt ved støt/le sider, både som større former og som meget små støt/le sider på kvartslinser og kvartsbånd. Fasetter med forskjellig orientering har vært av avgjørende betydning ved bestemmelse av aldersforhold. Aldersbestemmelse ved kryssende skuring uten fasetter er forsøkt unngått, og er bare benyttet der finere striper definitivt finnes inne i grovere.

I områder hvor det er funnet skuring på uforvitrede flater, har det vist seg at den yngste skuringen på disse flatene er parallell med mikroskuringen på toppene av kvartslinsene i forvitrede bergarter i samme område. Der slik toppskuring finnes sammen med andre retninger, er den derfor antatt å være yngst, også på lokaliteter hvor dette ikke kan avgjøres entydig.

For å vise hvordan vi har tolket skuringsmerkene, har vi plukket ut tre sentrale lokaliteter, der de to første gir eksempel på hvordan tolkningen av



Fig. 3. Rundsva med grove furer (220°) vest for Myklavatn. Bevegelse fra høyre mot venstre *Stoss-and-lee forms with large grooves (220°) west of Myklavatn. Ice movement from right to left.*

aldersforholdene innenfor en lokalitet har foregått. Vi har også tatt med et eksempel der vi har vært nødt til indirekte å bestemme aldersforholdet mellom skuringsstripen ved å benytte flere nærliggende lokaliteter.

Lokalitet 51 ved Myklavatn (Pl. 1). Landskapet er her preget av rundsva som er dannet av en bevegelse mot VSV (Fig. 3). Furer som er parallele med formene er orientert 220° . På en frittliggende flate på et av rundsvaene er det yngre, korte, kraftige striper med retning SSO (149°). Den samme flate er polert av en bevegelse mot SV (219°) (Fig. 4). Disse stripen er dominerende og finnes bare på toppflatene, mens de SSO-lige finnes bare på flater som ligger svakt i le for den SV-lige bevegelsen.

Vi tolker aldersforholdene slik at rundsvaene ved VSV-lige furer er eldst. Deretter har det vært en yngre (kortvarig?), lokal SSO-lig bevegelse. Denne har vært etterfulgt av en yngste, VSV-lig bevegelse, parallell med rundsvaene.

Lokalitet 20 i Børdal (Pl. 1). Alle stripen finnes som mikroskuring på en kvartsgang. Bevegelsesretningene er bestemt ved støt/le forhold. Stripen mot V (263°) og NV (315°) finnes ofte på samme flater. De er best bevart i le for de sørlige bevegelsene ($175\text{--}205^\circ$), og er eldre enn disse. På støtsider for den NV-lige bevegelsen er flaten fullstendig dominert av meget fin mikroskuring, men med enkelte, noe grovere, striper fra bevegelsen mot V. De V-lige stripen er derfor tolket eldre enn de NV-lige.

Stripen mot S finnes både på støtsider og på de høyeste flater på kvartslinsene og er klart yngst. På de samme flatene ser det ut til at bevegelsen har



Fig. 4. Lokalitet 51 NV for Myklavatn. Rundsva og furer med retning 220° er eldst. Skuring 149° er yngre og fin polering 219° yngst.

Locality 51, NW of Myklavatn. The stoss-and-lee topography with grooves indicate the oldest direction (220°). The striae (149°) are younger, and the fine striae (219°) are youngest.

dreiet kontinuerlig (?) fra 205° – via 199° til 175° som yngst. På en lavere-liggende flate ser det ut til at de SSV-lige (205°) stripene også kan være eldre enn de NV-lige (315°). Aldersforholdet til de SSV-lige stripene er derfor holdt åpent.

Det relative aldersforholdet blir da at de V-lige stripene er eldst, og de er dannet av en topografisk uavhengig bevegelse. Deretter følger NV-lige striper fra en topografisk avhengig bevegelse. Mellom de to nevnte har det muligens vært en lokal SSV-lig bevegelse ned Børdalen. Yngre enn de NV-lige striper er de lokalt betingede stripene mot SSV (205°) som dreier mot S (175°).

Lokalitetene 168, 170–172 SV for Jarlandsfjellet (Pl 1, Fig. 7). Her er fire lokaliteter tolket sammen. Målinger fra områdene omkring viser at de eldste registrerte stripene er VSV-lige (ca. 250°). Denne retningen gjenfinnes i lokalitet 172. Her er også yngre striper med retning 240° . På lokalitet 168 er striper med retning SSV (197°) yngre enn de VSV-lige (250°). De eldste stripene på lokalitet 171 er SV-lige (220°) og korreleres med de 'yngre' SSV-lige (228 – 197°) stripene på lokalitetene 168 og 172. På lokalitet 171 er det yngre striper mot NV (308 – 334°). Disse observasjonene tolkes slik at den eldste, topografisk uavhengig VSV-lig bevegelse dreide til topografisk avhengige SV-lige bevegelser (240 – 228 – 197°). Denne etterfølges av en NV-lig (308 – 334°) lokal bevegelse. Det kan imidlertid ikke vises direkte at de NV-lige stripene er yngst.

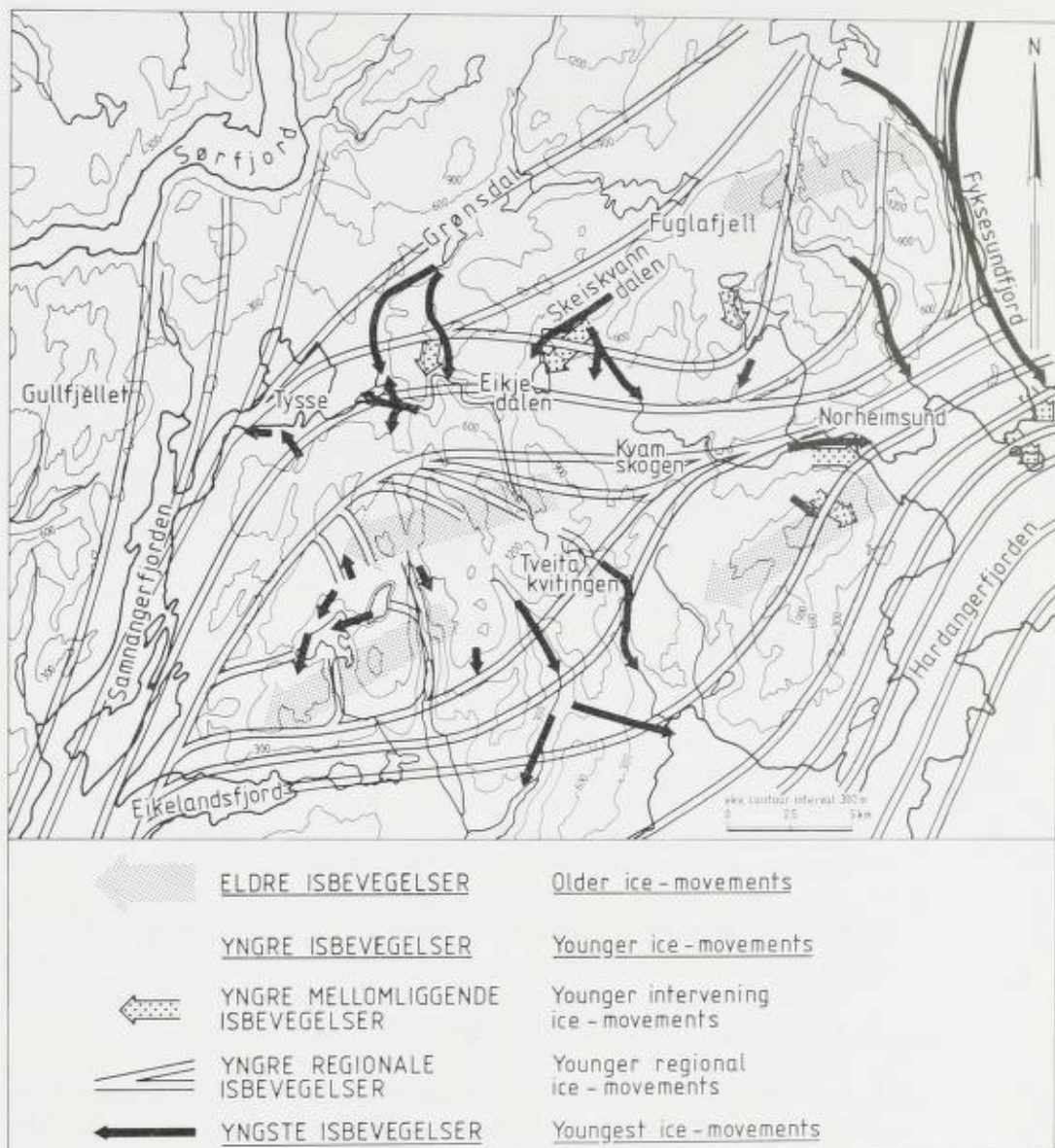


Fig. 5. Rekonstruksjon av de ulike isbevegelsene er basert på observasjonene i Pl. 1 og Fig. 7. De radiære bevegelsene i Botnavatnområdet er inkludert i yngre regionale bevegelser. *Reconstruction of the different ice-movements is based on the observations in Pl. 1 and Fig. 7. The radial movements in the area of the lake Botnavatn are included in younger regional movements.*

GLASIALGEOLOGISK BAKGRUNN

Under den siste istids maksimum (18–20 000 år før nåtid) lå innlandsisen med fronten i havet utenfor kysten. Den trakk seg så tilbake slik at den i Bolling lå innenfor de ytterste øyene i Hordaland (Mangerud 1970, 1977, Genes 1978,

Krzywinski & Stabell 1978). Hvor langt inn i landet isen trakk seg i denne perioden, er ukjent.

I sen Bolling rykket isen frem over Stord (Genes 1978) og Blomøy (Mangerud 1970, 1977), mens Krzywinski & Stabell (1978) og Stabell & Krzywinski (1979) mener at den sørlige delen av Sotra fremdeles var isfri.

I Allerød trakk isen seg tilbake forbi Eikangervåg i Osterfjorden, Trengereid i Sørfjorden og forbi Nortveit og Ølve i Hardanger (Mangerud 1970, 1977, Aarseth & Mangerud 1974). Det er høyst sannsynlig at Samnangerfjorden og store deler av Hardangerfjorden var isfrie i sen Allerød.

Denne tilbake- og nedsmeltingen i Allerød må ha medført mer topografisk betingende bevegelser. Dette må utvilsomt ha vært tilfelle i de områder vi har studert, og vi ventet derfor å finne skuring fra denne fasen.

I Yngre Dryas rykket innlandsisen frem til Herdlamorenen (Fig. 1) (Aarseth & Mangerud 1974) som korreleres med Halsnøy-Huglo-morenene (Follestad 1972, Høltedahl 1975). Isbevegelsene må da for en vesentlig del ha vært topografisk avhengige nær isfronten.

I Preboreal trakk breen seg meget fort tilbake innover fjordene. Hardangerfjorden var isfri til Eidfjord for 9680 ± 90 B.P. (Rye 1970) og Bolstadfjorden var isfri for 9760 ± 180 B.P. (Aa 1974).

ELDRE BEVEGELSER

I området var det vanskelig å skille ut den eldste bevegelsen. Det var antatt at de eldste skuringsstripenes lettest skulle kunne skilles ut i de høyereliggende områdene, men selv her viste det seg vanskelig. Spesielt i de nordlige deler der de undersøkte fjelltopper har vært sterkt påvirket av yngre bevegelser.

Skuring på frittliggende flater indikerer en VSV-lig rettet eldre bevegelse i sektoren $235-255^\circ$, noe avhengig av hvor i området målingene ble foretatt (Fig. 5).

I Botnavatn-området (Fig. 7, 8) indikerer skuringsobservasjonene en forskjell i bevegelsene fra ca. 250° i nord (lok. 172) til 235° i sør (lok. 210). Disse bevegelsene behøver imidlertid ikke være tidssynkrone.

Korrelasjon, diskusjon

De eldste stripenes er neppe strengt synkrone, men da vi ikke har noen mulighet til å avgjøre dette, behandles de som en gruppe. Den eldste bevegelsen innen området er mer mot SV enn i de omkringliggende områder (Fig. 8). Aa (1974) har i Eksingedalen en rett vestlig bevegelse. Han retolker i Vosseområdet den eldste bevegelsen (Skreden 1967, Mangerud & Skreden 1972) fra V til en svakt VNV-lig retning. Sør for Hamlagrovannet er en sørlig komponent gjennomgående (Skreden 1967, Pl. 1). Det kan således se ut til at Hardangerfjorden har hatt en drenerende virkning på innlandsisen, noe som kan ha medført en mer VSV-lig bevegelse over Kvamskogen enn over områdene like nordfor.

Skår (1975, Fig. 26) legger eldste bevegelsen rett vestover på hele sentrale og nordlige del av Bergenhalvøya og Osterøya. De højestliggende skurings-

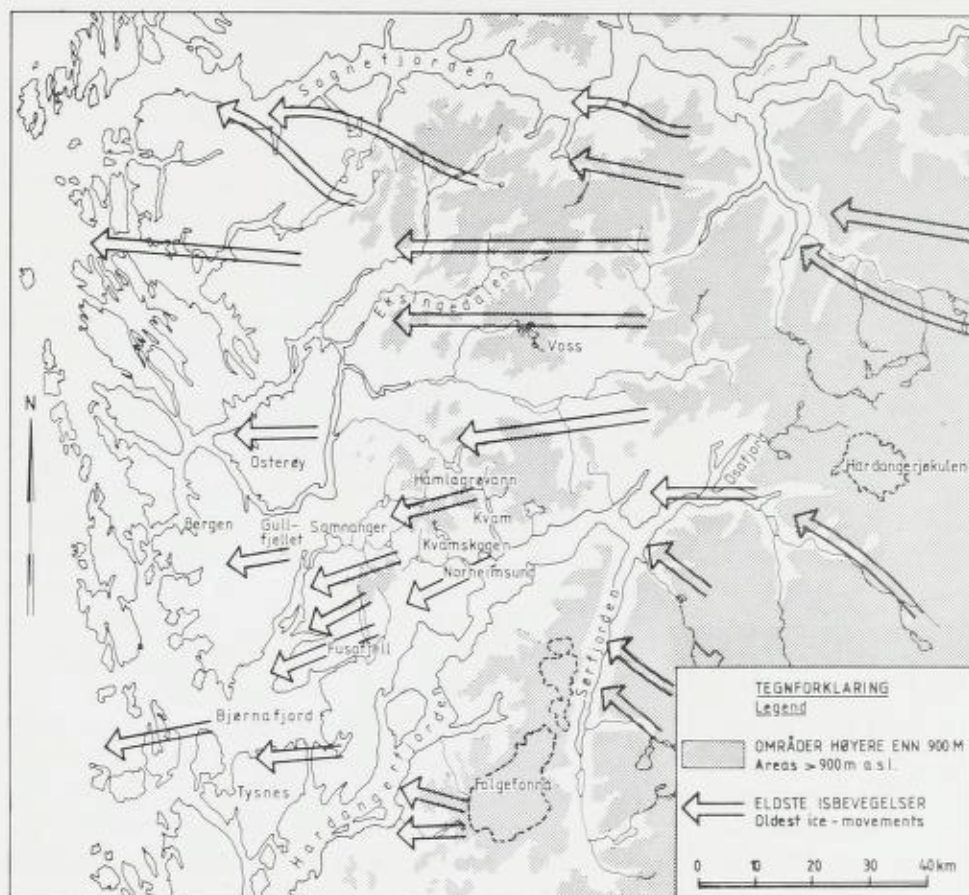


Fig. 6. Sammenstilling av eldste registrerte isbevegelser i området mellom Hardangerfjorden og Sognefjorden etter Aa (1974) og Aa & Mangerud (dette hefte). Modifisert i området Hardangerfjorden-Samnangerfjorden.

Compilation of the oldest ice-movements in the area between Hardangerfjorden and Sognefjorden from Aa (1974) and Aa & Mangerud (this volume). Modified in the Hardangerfjord-Samnangerfjord area.

merkene på Gullfjellet ligger imidlertid i sektoren $246-274^\circ$ (VSV), der de vestligste ($270-274^\circ$) er funnet i skråningen til et botn og kan derfor være påvirket av topografien. De VSV-lige stripene kan være samtidige med den eldste VSV-lige bevegelsen på Kvamskogen, men må i så fall skyldes at den drenerende effekten av Hardangerfjorden har påvirket dreneringsmonsteret så langt mot NV.

I indre Hardanger er bevegelsen på begge sider av Osafjorden rett vestlig og parallell med Hardangerfjorden (Simonsen 1963, Amundsen & Simonsen 1967).

I østlige deler av indre Hardangerfjord (Rye & Follestad 1972) er eldste registrerte isbevegelse topografisk styrt. Vorren (1974, 1977, 1979) deler de eldste striper i to faser (fase II og III). Han antar at fase III tilsvarer is-

bevegelsene under Weichsel maksimum (18 000–20 000 år B.P.) og at også denne bevegelsen er topografisk betinget. Han antyder en samtidig NV-lig bevegelse tvers over Sørfjorden i Hardanger. Bevegelsen dreier mot SV mot nordlige del av Folgefonnshalvøya, følger Hardangerfjorden videre og har en retning på 230° i fjellene SO for Norheimsund. Den dreier deretter rett vestover i nordlige del av Bjørnafjord. Aarseth (1971) fant imidlertid at eldste bevegelse på Fusafjell var VSV-lig $245\text{--}250^\circ$ og på Tysnes ca. 260° . Med resultatet fra Kvam og Samnanger kan det derfor se ut til at den eldste bevegelsen i hele dette området hadde en sørlig komponent (Fig. 6).

En oppdeling av eldste bevegelse i to faser, som Vorren (1977, Fig. 2, 3) antyder, har det ikke, med det foreliggende observasjonsmateriale, vært grunnlag for i midtre Hardangerfjord.

Konklusjon

Det regionale bildet (Fig. 6) viser at den eldste bevegelsen har vært påvirket av Hardangerfjorden, selv om isoverflaten har vært høyt over fjellene på begge sider. Det er imidlertid meget sannsynlig at også Kvitingsmassivet har hatt en mindre innflytelse på dreneringsmønsteret.

Dreneringen er antatt å skrive seg omtrent fra tiden da istykkelsen over Hordaland var størst, altså siste istids maksimum (18 000–20 000 år B.P.). Bevegelsene har da vært tilnærmet topografisk uavhengige.

YNGRE BEVEGELSER

De «yngre bevegelse» kan grovt deles i to etter avtagende aldersforhold: Yngre mellomliggende og yngre regionale striper.

Yngre mellomliggende striper

På en rekke steder (lok. 20, 51, 79, 86, 87 i Pl. 1, fig. 5) var det gjort skuringsobservasjoner som har indikert minst en mellomliggende fase med lokale striper mellom den eldste VSV-lige bevegelse og de yngre regionale stripene. De sistnevnte er antatt å være av Yngre Dryas alder (se senere). Retningen på de yngre lokale stripene har mange likhetspunkter med de aller yngste skuringsstripene fra siste isavsmelting, og de indikerer en omfattende deglasiasjon i Allerød.

Dagens glasiationsgrenser basert på toppmetoden vil med ekstrapolasjon fra Folgefonna (Østrem & Ziegler 1969) være ca. 1300 m i Samnanger og Kvam. Glasiationsgrensen skulle derfor i dag ligge like over de høyeste toppene.

For sen Allerød har Mangerud (1970, p. 131) beregnet at sommertemperaturen i ytre strøk i Hordaland var $2\text{--}2,5^\circ$ kaldere enn i dag. Dette tilsvarer en senkning av glasiationsgrensen på ca. 300 m, forutsatt at klimaet var like oceanisk. Trolig var nedbøren mindre og derved også senkningen av glasiationsgrensen mindre. På den annen side kan en vente at innlandsisen innvirket på klimaet, slik at klimagradianten øst–vest var større enn i dag, og at senkningen av denne grunn var større. De høyeste toppene ligger ca. 150 m over en slik glasiationsgrense. Det er derfor sannsynlig at det var platåbreer med dalbre-

utløpere i området under hele Allerød. Dette vil gi en tilfredsstillende forklaring på de yngre mellomliggende striper.

Yngre regionale striper

Disse skuringsmerkene har stor utbredelse og er relativt tydelige. De har vanligvis en klar vertikal avgrensning, og har også vært med på å skulpturere rundsua og andre drumlinoide former. De gir et klart bilde av retning og bevegelse. Isbevegelsen er topografisk betinget og følger alle fjord- og daldrag. Avgrensningen i høyde, sammen med de dal- og fjordrettede bevegelser, viser at breen har vært av begrenset tykkelse.

De yngre regionale skuringsmerkene kan følges kontinuerlige og parallelle med Samnangerfjorden og Fusafjorden frem til Herdla morenen ved Os (Fig. 9). Sør for Os er skuringsretningen på skrå i forhold til Fusafjorden og viser i seg selv avgrensningen av Yngre Dryas-fremstøtet i dette området (Aarseth & Mangerud 1974, p. 10). Aarseth (1971) finner i Bjørnafjordområdet at det er en klar sammenheng mellom brerandenes beliggenhet i Yngre Dryas, og tilførselsveiene til isen representert ved skuringsmerkene. De yngre regionale stripen kan derfor med stor sikkerhet korreleres med Yngre Dryas-fremstøtet i Hordaland.

Hoveddreneringsveiene fra innlandsisen har vært langs Samnangerfjorden og Hardangerfjorden (Fig. 5, 9).

I Hardangerfjorden har isen også drenert over det lave fjellpartiet øst for Tveitakvitingen. I nordøstre områder indikerer skuringsanalysen at Fuglafjell, sammen med Lendefjell, har virket som deler av isstrømmen fra NØ, slik at isen NV for disse fjellene har drenert SV-over ned Grønsdalen og Skeiskvann-dalen. I området sør og øst for de samme fjellene er den dominerende bevegelsen mot sør med drenering mot vest parallelt med daldraget over Kvamskogen og Eikjedalen. Årsaken til delingen av isstrømmen rundt fjellene kan være rent topografisk, eller at Fuglafjell-området har vært et lokalt glasiasjonssenter i denne perioden. Enkelte observasjoner (lok. 51, 52, 59) kan tyde på at sistnevnte alternativ er riktig, men dette er ikke nærmere undersøkt.

På Kvamskogen og vestover viser skuringsstripene i dalbunnen og opp til et visst nivå, en bevegelse mot vest. Det har vært en drenering fra Hardangerfjorden mot Samnangerfjorden. I følge skuringsmerkene var denne dreneringen avgrenset til dalen og de tilstøtende dalsider (Børdalsfjell lok. 25–29, Heii lok. 38, Jarlandsfjellet lok. 150 og Høganovi lok. 117, 118 i Pl. 1). En tilsvarende vestlig bevegelse er ikke gjenfunnet i fjellområdene lenger sør eller nord. Det er derimot en drenering fra disse områdene som konvergerer mot Ø–V-dreneringen (Fig. 5).

Høydeforskjellen på de beregnede breoverflater i Samnanger og Kvam (se senere) er 400–500 m. En isoverflate mellom de to stedene ville ha en gjennomsnittlig gradient på 13–17 m/km. Dette er en rimelig gradient for en dalbre. Den beregnede høydeforskjellen, som delvis er et resultat av forskjellig avstand fra brefronten til henholdsvis Norheimsund og Tysse, kan forklare Ø–V-dreneringen fra Kvam til Samnanger.









Pl. I. Iskuringskart over Samnanger og Kvam med observasjoner av Sexe (1866), Rekstad (1911), Holtedahl (1967), Aarseth (1971), Villand (pers. medd.) og forfattere.

Map showing glacial striae in Samnanger and Kvam. The observations are from Sexe (1866), Rekstad (1911), Holtedahl (1967), Aarseth (1971), Villand (pers. comm.) and the authors.

TEGNFORKLARING

Legend

- 
 SKURINGSSTRIPE, BEVEGELSE MOT OBSERVASJONSPUNKT
 Glacial striae, movement towards observation point
- 
 KRYSSENDE SKURINGSSTRIPER, ANTALL HAKER ØKER MED ØKENDE RELATIV ALDER
 Crossing glacial striae, increasing number of ticks with increasing relative age
- 
 SKURINGSSTRIPE, UBESTEMT ALDERSFORHOLD
 Glacial striae, relative age not determined
- 
 SKURINGSSTRIPE, BEVEGELSE RETNING UBESTEMT
 Glacial striae, ice-movement direction not determined
- 106 LOKALITETSNUMMER REFERERER TIL TABELL I I HAMBORG (1979)
 Locality numbers refer to Table I in Hamborg (1979)

Contour interval
ekv 150 m



Karakteristisk for dreneringsmønsteret i Samnanger er konvergeringen av isstrømmer fra områdene omkring. Fra Sørfjorden krysser en sørlig isstrøm et 600–700 m høyt fjellparti før den kommer inn i Samnangerfjorden. Isstrømmene fra Grønsdal og Kvamskogen løper her sammen med isstrømmen fra Sørfjorden.

Aldersforholdene viser at de yngre regionale striper har en jevn overgang til de yngste skuringsmerker som har lokal karakter. Disse yngste stripene kan med bestemthet korreleres med deglasiasjonen i området (Hamborg 1979), det vil si da breen trakk seg tilbake fra Herdlamoren.

Yngre bevegelser i Botnavatnområdet

Skuringsbildet i dette området er komplisert. Det mest iøynefallende er det radiære mønster de fleste skuringsstripene danner (Fig. 7, 8), og som indikerer en lokal iskulminasjon i Gråfjell-området. Engelifjell og Trælafjell har trolig stukket opp over isen, da det ikke er funnet skuringsmerker her som korreleres med de radiære stripene. Skuringsstripene viser videre at den radiære bevegelsen ikke er begrenset til Botnavatn-forsenkningen, men har strukket seg inn i fjellområdene i øst, med en begrensning av influensområdet som lok. 119–125 og 132–135 (Pl. 1) viser. Det er ikke funnet frontavsetninger som kan korreleres med den største utbredelsen av de radiære striper. Vi antar derfor at de radiære stripene er dannet av en platåbre i Yngre Dryas som har drenert ut i omkringliggende dalbreer. Relativt til de radiære stripene er det eldre (lok. 168, 171, 172) og yngre (lok. 223) SV-lige striper. I Altsæterdalen har det med andre ord vært to SV-lige bevegelser (dalbrefaser) adskilt av en fase hvor bevegelsen ut fra platåbreen dominerte.

De yngre stripene og endemorenene (Fig. 7) i Botnavatn–Spongatjern-området indikerer kontinuerlig overgang fra platåbrefasen til den endelige isavsmelting.

Diskusjon

For å undersøke sannsynligheten for å få dannet en selvstendig platåbre i Yngre Dryas, har vi sammenlignet senkningen av glasiationsgrensen under Yngre Dryas i nærliggende områder. I Sunnhordland er senkningen 375 ± 25 m (Amundsen 1972, p. 19), Husnes i Hordaland 400 ± 50 m (Follestad 1972, p. 57), Nordfjord 450 m (Fareth 1970, p. 182), og fra SV Norge har Andersen (1969, p. 128) beregnet en senkning på 525 ± 25 m.

En glasiationsgrensesenkning på 400 m i dette området vil gi en glasiationsgrense på 900–1000 m. Dette ville gi grunnlag for vekst av lokalbreer, men det er vanskelig på dette grunnlag å vurdere om disse kunne vokse til en platåbre som dekket hele Botnavatnområdet.

Den enkleste tolkning av skuringsstripene i Botnavatn-området blir da at de eldste SV-lige striper er fra tilbaketrekningen i Allerød. Platåbreen ble så dannet i Yngre Dryas, muligens fra lokalbreer som overlevet gjennom Allerød, og vokste fort. Senere i Yngre Dryas ble utløperen av platåbreen fortrent av innlandsisen i Altsæterdalen og de yngste SV-lige striper ble dannet. Det ser imid-

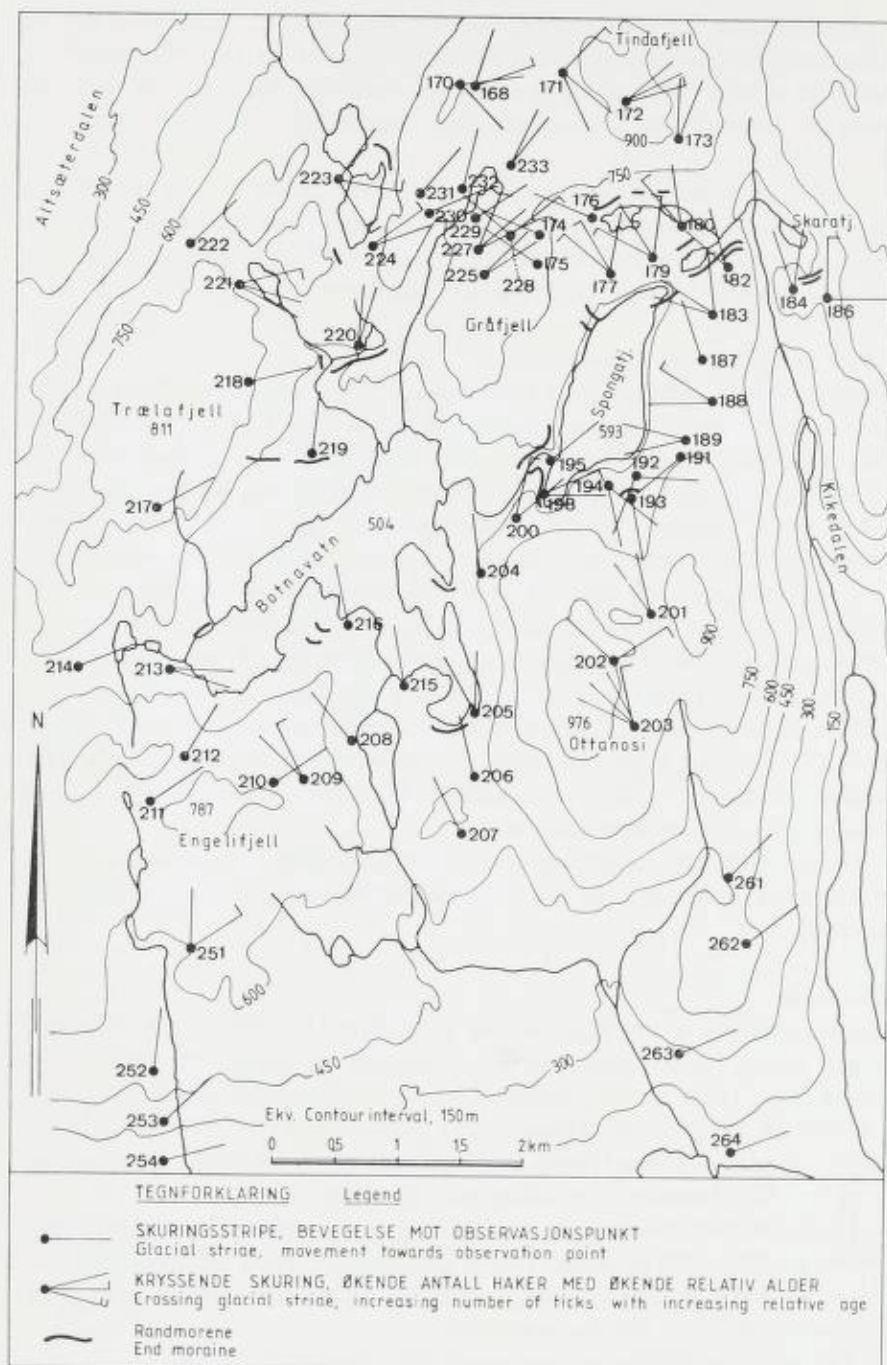


Fig. 7. Skuringsobservasjoner i Botnavatnområdet av Aarseth (1971) og forfatterne.
Observations of glacial striations in the Botnavatn area, by Aarseth (1971) and the authors.

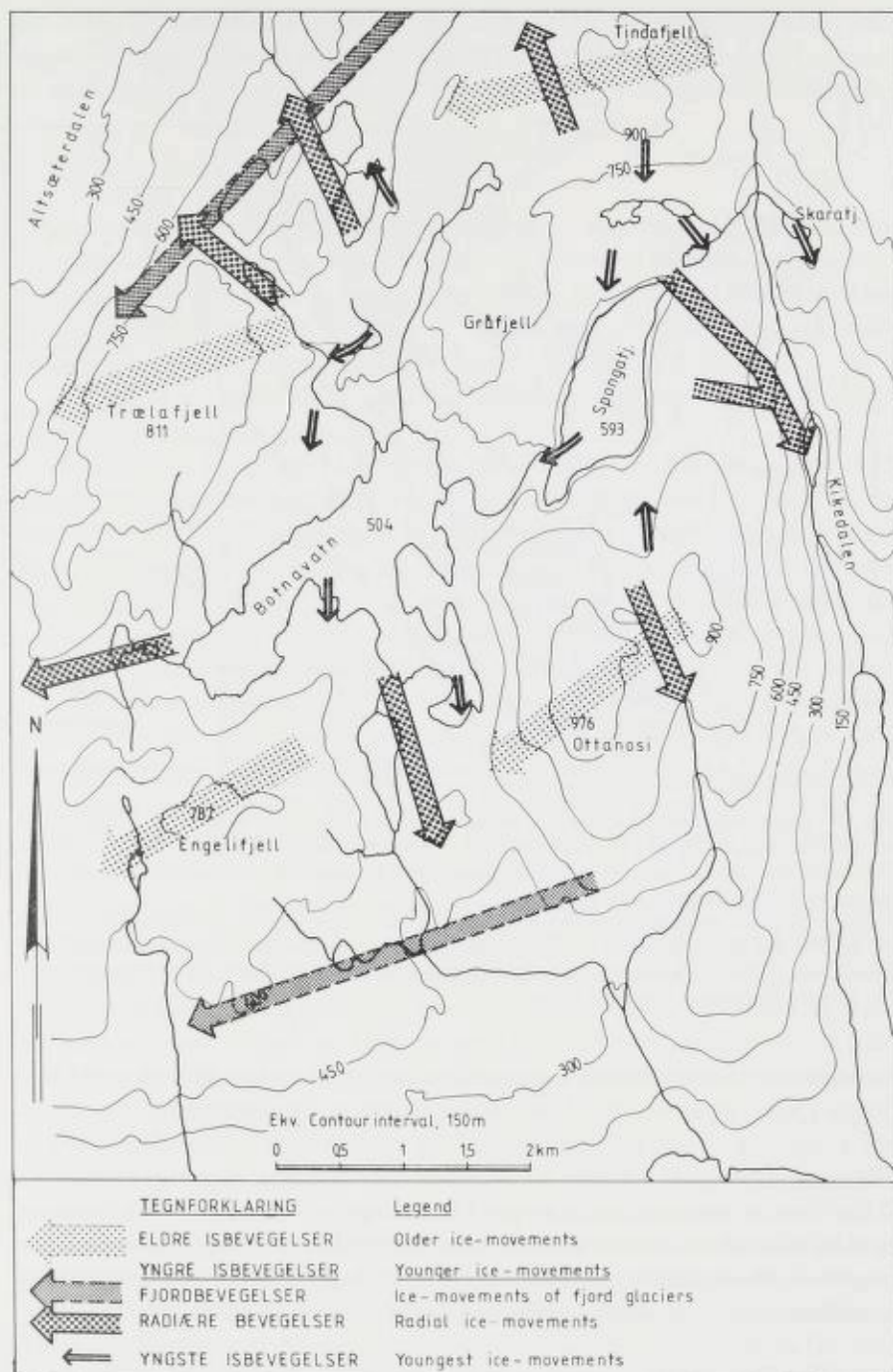


Fig. 8. Rekonstruksjon av de forskjellige isbevegelser i Botnavatnområdet. Fjordbevegelsene er funnet både eldre og yngre enn de radiære bevegelser. Den yngste fjordbevegelsen og radialbevegelsen korreleres med yngre regionale bevegelser.

Reconstruction of the different ice-movements of fjord glaciers are found to be older and younger than the radial ice-movements. The young ice-movements in the fjords and the radial ice-movements are correlated with the younger regional ice-movements.

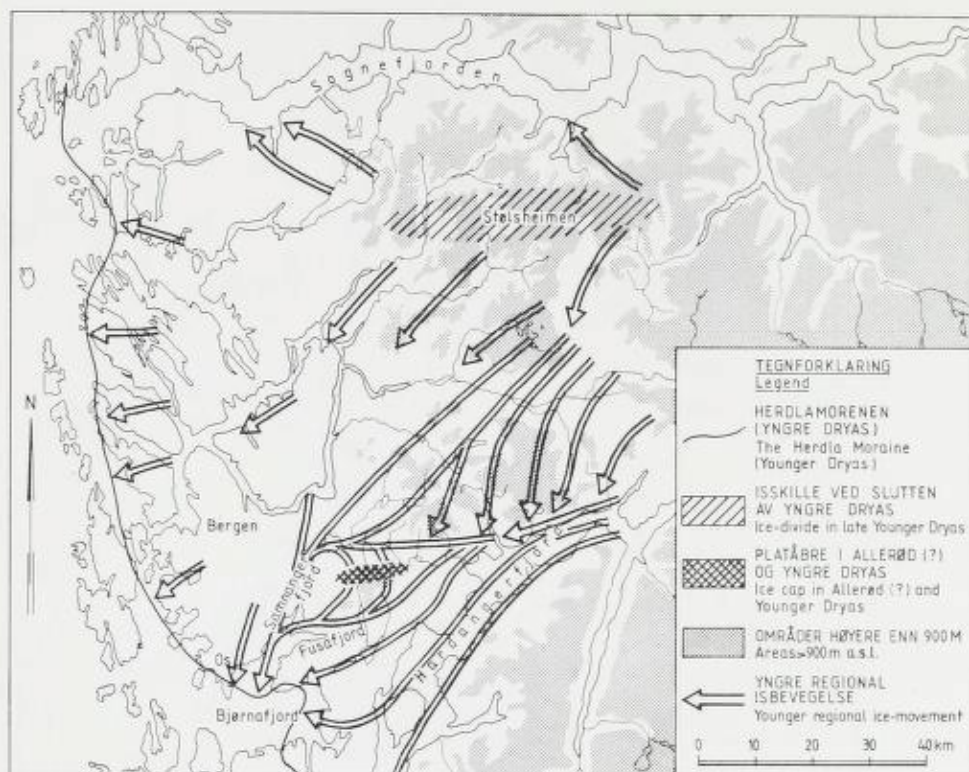


Fig. 9. Yngre regionale bevegelser i området mellom Hardangerfjorden og Sognefjorden etter en sammenstilling av Aa (1974) og Aa & Mangerud (dette hefte). Modifisert i området Hardangerfjorden-Samnangerfjorden. Isbevegelsene er antatt å være samtidige med dannelsen av Herdlamoren i Yngre Dryas.

Younger regional movements in the area between Hardangerfjorden and Sognefjorden from Aa (1974) and Aa & Mangerud (this volume). Modified in the Hardangerfjord-Samnangerfjord area. The ice movements are assumed to be contemporaneous with the formation of the Herdla Moraine in Younger Dryas.

lertid ut som om en lokal dom eksisterte over Botnavatn-området gjennom hele Yngre Dryas, og at isen fra denne dom drenerte ut i innlandsisen.

Konklusjon

I Fig. 9 er de yngre regionale striper i Samnanger og Kvam korrelert nordover med en sammenstilling som Aa (1974) og Aa & Mangerud (dette nummer) har gjort over tilsvarende bevegelser i området mot Sognefjorden. Den sørlige delen er rekonstruert etter skuringsstriper og beskrivelser av Aarseth (1971).

YNGSTE BEVEGELSER

Stripene er ofte korte og kraftige. På kvartslinsene finnes disse vanligvis bare på linsens aller høyeste partier, ofte som svake, tynne mikrostriper. Med avtagende alder fra de yngre bevegelser, viser skuringsstripene en lokal utvikling med meget sterkt topografisk betingende bevegelser. Stripene er knyttet til

den endelige deglasiasjonen fra Herdlamorenene. De stedene det er funnet brendavsetninger, viser de yngste skuringsstriper en bevegelse tilnærmet normalt på avsetningene. Dette forholdet er spesielt tydelig i Botnavatn-området der observasjonsnettene er relativt tett.

Yngste striper i fjord- og dalområdene

Langs Samnangerfjorden er skuringsmerkene stort sett parallelle med fjorden. Det er først i indre deler at helt lokale forhold innvirker på skuringsmonstret. Her er (lok. 234) den eldste bevegelsen VSV og parallell med Samnangerfjorden. De yngre stripene dreier inn mot fjorden med avtagende alder, og indikerer at fjorden i siste fase har fungert som en kalvingsbuk (Fig. 5).

I dalførene er det en jevn utvikling fra yngre regionale striper til sterkt topografisk betingende bevegelser.

Øst for Tysse er det en lokal topografisk utvikling av skuringsstripene (lok. 13), fra en eldste VSV-lig bevegelse, som via en yngre vestlig, dreier til en yngste NV-lig. Det har altså vært en bevegelse opp den lille dalen i slutfasen, og sammen med de andre observasjonene (lok. 16, 17) viser dette at dalbreen fra Børdal og Eikjedalen i slutfasen har dominert over breen ned Grønsdalen.

Ved Børdal (lok. 20) er den yngste bevegelsen mot sør, nedover dalen, og normalt på randmorenen fra en dalbre. På hele høydedraget nord for Børdal er den SV-lige bevegelse (lok. 21–24) klar og enerådende, men i det lavere passpunkt er det et svakere, men tydelig innslag av yngre SØ-lige striper (lok. 21). Den SØ-lige dreneringen synes å være fra en sen fase av isavsmeltingen med drenering fra nord inn i Børdalen som er skjermet av mer enn 700 m høye områder i nord og øst (Fig. 5). Denne dreneringen er antatt å være samtidig med randavsetningen i Børdalen (Hamborg 1979).

I Eikjedalens lavere partier er skuringsmerkene parallelle med dalbunnen og normale på en brefront som er samtidig med sidemorenene i dalsidene (Hamborg 1979). På Heii (lok. 38) antyder de yngste skuringsmerkene distalt av moreneryggen, at breen i en periode før moreneryggene ble avsatt, beveget seg mot sør over toppen av Heii og antakelig nådde Kvamskogens dalbunn ved Måvotno (lok. 43). Det er imidlertid ingen skuringsmerker som antyder at breen gikk over dalen.

Det yngste bevegelsesmonstret på Kvamskogen har vært vanskelig å bestemme på grunn av svake striper og dårlig utviklede retningselementer. Det tyder på at de yngste bevegelsene har vært lokale, med svært skiftende forhold under den siste fasen. Skuringsmerker ved Norheimsund (lok. 86, 87) viser at breen i siste fase drenerte mot øst, ut Steinsdalen. Omleggingen fra vestlig til østlig bevegelse over Kvamskogen startet trolig snart etter at isoverflaten i Hardangerfjorden ved Norheimsund ble så lav at isen i Steinsdalen, av rent dynamiske årsaker, begynte å drenere dit.

Yngste striper i Botnaområdet

Etter platåbrefasen, hvor dreneringen førte ut i omkringliggende dalbreer, trakk breen seg tilbake, bare avbrutt av mindre stopp med dannelse av små og

diskontinuerlige endemorener. Ved Botnavatnet synes isbevegelsesretningen å ha vært omlag mot sør under hele deglasiasjonen (Fig. 7, 8). Både skuringsmerker og randavsetninger viser at breen trakk seg tilbake mot fjellområdene i nord. Denne tilbaketrekningen førte til at breen splittet seg opp, med en isfront i Botnavatnet og en i Spongatjern. Før denne oppsplittingen var det en isdrenering fra Spongatjern til Botnavatnet (bl. a. lok 200). Etter oppsplittingen ble brefronten liggende i Spongatjernets SV-lige ende. På fjellryggen mellom Spongatjern og Kikedalen er det en dreining fra en eldre S-lig retning fra platåbrefasen, til stadig yngre sør-øst og østlig retning mot Kikedalen (lok. 183, 188).

Like nord for Spongatjern mellom to morenetrinn, dreier isbevegelsen (lok. 177, 180) med avtagende alder fra SØ til S og korreleres med avsetningen av randmorenestrøket. Samtidig, eller nesten samtidig, er de S-lige stripene (lok. 184, 186) og de tilhørende randmorenene ved Skaratjern.

NV for Botnavatnet er det en tilsvarende utvikling ved lok. 219 og lok. 220, 224. Det finnes ingen morenerygger høyere opp i fjellet enn disse.

Skuringsstripene viser at breen var aktiv under deglasiasjonen og at den trakk seg tilbake, med fronten liggende på stadig høyere nivå, mens den fikk tilførsel fra høyereliggende akkumulasjonsområder.

Konklusjon

Ettersom de yngste stripene er korrelert med den endelige deglasiasjonen fra Herdlamorenen, må de være yngre enn sen Yngre Dryas da isfremstøtet nådde Os (Aarseth & Mangerud 1974), og i alle fall i fjordene eldre enn Eidfjord-Osa/Loven-trinnene fra tidlig Preboreal (Anundsen & Simonsen 1968, Rye 1970, Bergström 1975). Stripene må altså være dannet helt i begynnelsen av Preboreal, eventuelt til dels helt mot slutten av Yngre Dryas. I Botnavatnområdet er forholdene mer usikre. Også her må stripene være yngre enn Yngre Dryas, men endemorenene og de tilhørende striper kan være fra en eller flere av kaldfasene i Preboreal (Hamborg 1979), og derved samtidig med f. eks. Eidfjord-trinnet.

Rekonstruksjon av Yngre Dryas-breens overflate i Hordaland

Vi har forsøkt å rekonstruere brecoverflaten i ytre Hordaland ved slutten av Yngre Dryas. Utgangspunktet er Herdlamorenen's beliggenhet. Videre har vi benyttet sidemorenene i tilknytning til denne og ekstrapolert brecoverflaten innover i landet. Kotene er lagt mest mulig vinkelrett på skuringsstripene som vi har korrelert med brefremstøtet. Profilene som er benyttet er lagt parallelt med de antatte isbevegelser.

Som et korrektiv ved koteberegningen har vi benyttet ligningen

$$h = \sqrt{2h_{0,s}} \text{ (Sugden \& John (1976, p. 59).)}$$

Her er h tykkelsen på isen S kilometer fra iskanten. Nye (1952) fant at h_0 , varierer mellom 6 m og 17 m på alpine breer, med 11 m som vanlig verdi. Lig-

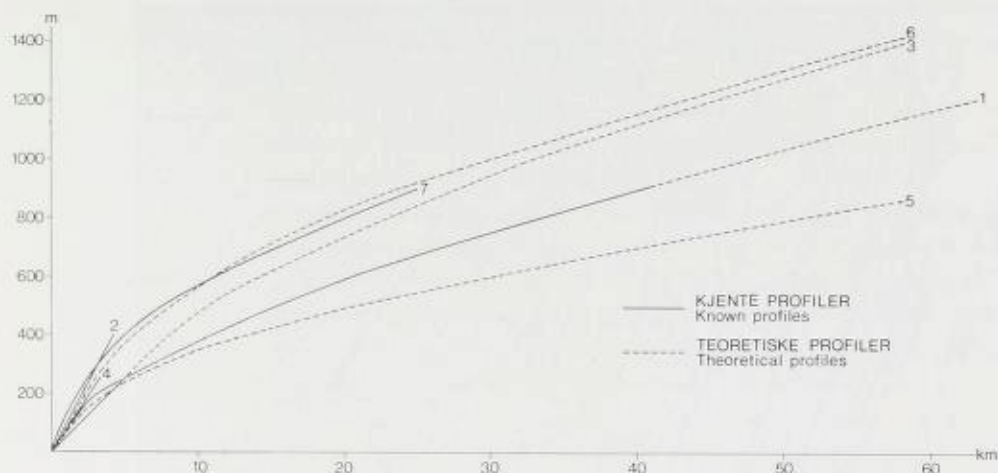


Fig. 10. Profiler som er benyttet i rekonstruksjonen av breoverflaten. 1. Hardangerfjordbreen, 2. Strandvikbreen, 3. Fusafjordbreen, 4. Fanafjordbreen, 5. $h_0 = 6$ m, 6. $h_0 = 17$ m. Til sammenligning er inntegnet Lysefjordbreen (7) (Andersen 1960).

Profiles used in the reconstruction of the glacier surface. 1. The Hardangerfjord glacier, 2. The Strandvik glacier, 3. The Fusafjord glacier, 4. The Fanafjord glacier, 5. $h_0 = 6$ m, 6. $h_0 = 17$ m. For comparison, the Lysefjord glacier (7) is included (Andersen 1960).

ningen fremstiller parabler som tilnærmet beskriver «normale» breprofiler på eksisterende breer. Resultatene er bare betraktet som en tilnærming p.g.a. de forenkende forutsetninger som ligningen bygger på (Sugden & John 1976, p. 59). Det er klart at disse forutsetninger ikke er oppfylt i vår rekonstruksjon. Særlig er relieffet langt fra jevnt, slik som forutsatt i ligningen.

Vi antar at den beregnede overflate er en minimumsverdi, fordi breen har hatt et større fremstøt og den generelle landhøyden stiger innover landet.

Rekonstruksjonen på østsiden av Hardangerfjorden er etter Follestad (1972). I Hardangerfjorden har han ved hjelp av sidemorener rekonstruert en Hardangerfjordbre som mellom 9 og 35 km har en gradient på ca. 17 m/km. Breoverflaten er ekstrapolert videre på basis av kurve 1, Fig. 10.

En tilsvarende rekonstruksjon er gjort i Fusa- og Samnangerfjorden. I Fusafjorden viser lateralavsetningene at fjordbreen har hatt et jevnt fall på 50 m/km de siste 5 km (Aarseth 1971, Aarseth & Mangerud 1974). Skår (1975) ekstrapolerte denne breoverflaten og brukte en gradient på 30 m/km mellom 5 og 15 km og 20 m/km videre. Ved bruk av parabellen 3 i Fig. 10 fåes helt tilsvarende tykkelser på breen. Skuringsobservasjoner på begge sider av fjorden tyder på at hverken toppen på Gullfjellet (Skår 1975) eller Trælafjell (Fig. 8) på østsiden av fjorden, var dekket av en fjordbre. Begge disse fjellene ligger etter beregningene over breoverflaten. Rekonstruksjonen viser at isoverflaten var høy nok over fjellryggen, (600–700 m o.h.) til at det kan ha vært en sørlig drenering denne veien.

I Bjørnafjorden var det en kalvingsbukt som isen drenerte til fra nord, øst og sør (Aarseth & Mangerud 1974). Sidemorener viser at brefronten i tilknyt-



Fig. 11. Rekonstruksjon av breoverflaten i ytre Hordaland i slutten av Yngre Dryas. Rekonstruksjonen øst for og i sørlige del av Hardangerfjorden etter Follestad (1972). Ekvidistans på breoverflaten er 200 m, tykke koter. Ekvidistansen på landoverflaten er 500 m, tynne koter. Fjordkonturene er trukket innenfor breranden.

Reconstruction of the glacier surface in western Hordaland at the end of Younger Dryas. The reconstruction in the southern part of, and to the east of Hardangerfjorden is according to Follestad (1972). The contour interval on the ice surface is 200 m (thick lines). The contour interval on the land surface is 500 m (thin lines). The outline of the fjords is marked inside the ice margin.

ning til kalvingsbukten var meget bratt (Aarseth 1971, Aarseth & Mangerud 1974). Ved Vägenipen (820 m o.h.) NØ for kalvingsbukten er det ikke funnet

skuring fra denne episoden (Aarseth 1971). Vi antar derfor at Hardangerbreen ikke var tykk nok til å gå over høyeste toppen, som derved gir en maksimumshøyde på Hardangerbreen i dette punktet.

Langs Fanafjorden er det sidemorener som viser at fallet på isoverflaten her var ca. 85 m/km de tre første kilometer (Aarseth & Mangerud 1974). Den videre rekonstruksjon er bygget på profil 6 i Fig. 10.

Nord for Fanafjorden er det ikke funnet sidemorener eller andre lateralspor som kan gi noen sikker informasjon om breoverflatens gradient. For hele dette området er rekonstruksjonen meget usikker og bygger på kurve 6, Fig. 10, i tillegg til skuringsstripenes retning. Det relativt rettlinjede forløp av endemorenene indikerer at det ikke var markerte dalbreer, og derved at relieffet på breoverflaten var betydelig mindre enn i den sørlige del av Fig. 11.

Summary

METHODS

On most bedrock surfaces in the investigated area the glacial striae have disappeared due to postglacial weathering (Fig. 2). A large number of the analysed striae are therefore found on weathering-resistant quartz lenses, veins of quartz, pegmatite, or on large crystals in coarse-grained rocks. Relative ages of crossing striae are mainly determined by means of stoss-and-lee side positions.

ICE-FRONT POSITIONS

During the Weichselian maximum (18–20,000 B.P.) the ice sheet terminated offshore. The outermost islands were deglaciated during the Bolling (Mangerud 1970, 1977, Genes 1978, Krzywinski & Stabell 1978). During the Late Bolling a re-advance took place.

The ice-front retreated far inland during the Allerød (Mangerud 1970, 1977, Aarseth & Mangerud 1974), and it seems clear that both Samnangerfjord and large parts of Hardangerfjord were deglaciated. Ice caps probably survived in the mountains in the investigated area.

During the Younger Dryas a major re-advance took place, the terminal position being marked by the Herdla (Aarseth & Mangerud 1974) and Halsnøy–Huglo moraines (Follestad 1972, Holtedahl 1975) (Fig. 1). The final retreat during the Preboreal was very fast, the head of Hardangerfjord being ice-free at 9680 ± 90 B.P. (Rye 1970).

THE OLDEST ICE MOVEMENT

It has been very difficult to identify 'old' striae in the area. Striae on free positions on the highest summits indicate a movement towards the WSW (the sector 235–355) (Pl. 1, Figs. 5, 7, 8). At that stage the ice surface must have been high above the mountains, and the movements are therefore assumed to be approximately from the Weichselian maximum. Further north the oldest striae trend closer to due west (Fig. 6), and we therefore assume that the faster ice flow in Hardangerfjord caused the more southerly direction in Kvam.

YOUNGER INTERVENING STRIAE

At several sites (loc. 20, 51, 79, 86, 87, Pl. 1, Fig. 5) crossing striae indicate at least one phase of local ice movements between the oldest WSW movement and a younger ice sheet phase. Most of these local striae are probably of Allerød age. They are, however, too few for an extensive reconstruction of the glaciers and their flow directions.

YOUNGER REGIONAL STRIAE

Most of the glacial striae found in the area (Pl. 1, Fig. 7) are referred to this phase. They exhibit a consistent pattern of ice movement along the major fjords and valleys (Figs. 5, 11), independent of minor topographical obstacles. Roches moutonnées and drumlinoid forms are caused by this movement. The striae are mapped to the Herdla moraines, and the general correlation of the ice movement with the Younger Dryas re-advance to the Herdla moraine seems clear.

The glacial striae (Pl. 1) indicate that during this phase an ice flow existed from Hardangerfjord (Norheimsund) along the valley floor in the region of Kvamskogen towards Samnangerfjord (Tysse). The westerly trending striae are restricted to the valley floor and the lower parts of the slopes. At higher elevations, and in the mountains north and south of the valley, the striae indicate ice flows converging to the western flow in the valley.

In the Botnavatn area (Figs. 7, 8) the glacial striae show a radial pattern. We assume that an ice cap developed here during the early Younger Dryas, possibly from local glaciers surviving during the Allerød. Apparently this ice cap developed into a dome draining into the surrounding ice sheet during the maximum extent of the Younger Dryas re-advance (Fig. 5).

THE YOUNGEST STRIAE

Generally these striae show the ice flow directions during the final deglaciation. At all sites with crossing striae, they indicate increasing topographic dependence with decreasing age of the striae.

In the Botnavatn area the ice front withdrew towards the mountains in the north. Several small end moraines were deposited, and the youngest striae are always nearly at right angles with the moraines. At one stage the glacier split into one lobe in the lake Botnavatn and another in the lake Spongatjern. The Spongatjern lobe deposited an end moraine along the southwestern shore of the lake, while its eastern part flowed over the bedrock ridge towards the valley Kikedal, where a high icfall must have existed for some time.

Around the head of Samnangerfjord the youngest striae indicate that a calving bay developed. Later, a valley glacier was formed in Eikjedal east of Tysse.

Striae in most of the valley show that for a short period during the deglaciation valley glaciers existed, descending from the mountains towards the ice-free fjords.

Most of these youngest striae must have been formed between the formation

of the Herdla moraine 10,000–10,500 B.P. (Aarseth & Mangerud 1974, Mangerud 1980) and the Eidfjord–Osa moraines ca. 9,700 B.P. (Anundsen & Simonsen 1968, Rye 1970, Bergström 1975).

Reconstruction of the Younger Dryas ice sheet in Hordaland

We have attempted a complete reconstruction of the glacier surface during the Younger Dryas in Hordaland (Fig. 11). The reconstruction is based mainly on the Herdla end moraines, lateral moraines and the ice movement directions discussed above. In addition, 'ideal' ice profiles (Sugden & John 1976) (Fig. 10) with some modifications of the topography are used, especially in areas with sparse geological information. The latter is especially the case north of Fanafjorden.

Etterord. – Vi takker professor T. Vorren og førsteamanuensis R. Sørensen som har lest manuskriptet kritisk og foreslått mange forbedringer. A. Hemming har utført tegnearbeidet, R. Boyd har korrigert den engelske teksten, A. M. Bendiksen og A.-B. Drethvik har maskinskrevet manuskriptet. Norges Almenvitenskapelige Forskningsråd har gitt finansiell støtte til arbeidet.

LITTERATUR

- Aa, A. R. 1974: Isavsmeltinga i Eksingedalen og områda omkring. Unpubl. thesis, Univ. of Bergen.
- Aa, A. R. & Mangerud, J. (dette nummer): Glacialgeologi og vegetasjonsinnvandring i indre Nordhordland.
- Aarseth, I. 1971: Deglasiationsforløpet i Bjornafjordområdet, Hordaland. Unpubl. thesis, Univ. of Bergen.
- Aarseth, I. & Mangerud, J. 1974: Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, Western Norway. *Boreas* 3, 2–22.
- Andersen, B. G. 1968: Glacial Geology of Western Troms, North Norway. *Norges geol. Unders.* 256, 1–160.
- Andersen, J. L. & Sollid, J. L. 1971: Glacial Chronology and Glacial Geomorphology in the Marginal Zones of the Glaciers, Midtdalsbreen and Nigardsbreen, South Norway. *Norsk geogr. Tidsskr.* 25, 1–38.
- Anundsen, B. 1972: Glacial Chronology in Parts of Southwestern Norway. *Norges geol. Unders.* 280, 1–24.
- Anundsen, K. & Simonsen, A. 1968: Et Pre-Borealt brefremstot på Hardangervidda og i området mellom Bergensbanen og Jotunheimen. *Univ. i Bergen Årb.* 1967, Ser. A, 7, 5–42.
- Bergström, B. 1975: Deglasiationsforløpet i Aurlandsdalen og områdene omkring, Vest-Norge. *Norges geol. Unders.* 317, 33–68.
- Dreimains, A. 1953: Studies of friction cracks along shores of Cirrus Lake and Kosakokwog Lake, Ontario. *Am. Jour. Sci.* 251, 769–783.
- Fareth, O. W. 1970: Breerandstadier i midtre og indre Nordfjord. Unpubl. thesis, Univ. of Bergen.
- Flint, R. F. 1971: *Glacial and Quaternary Geology*. John Wiley and Sons, Inc. N.Y., 891 pp.
- Follesstad, B. A. 1972: The Deglaciation of the South-Western Part of the Folgefonn Peninsula, Hordaland. *Norges geol. Unders.* 280, 31–64.
- Genes, A. N. 1978: Glacial geology of the island Stord, West Norway. *Norsk geol. Tidsskr.* 58, 33–49.
- Gjessing, J. 1953: Skuringsanalyse til belysning av isrecessionen ved Oslofjorden. *Norsk geogr. Tidsskr.* 41, 77–99.
- Gjessing, J. 1965: On 'plastic scouring' and 'subglacial erosion'. *Norsk geogr. Tidsskr.* 20, 1–37.
- Hamborg, M. 1979: Deglasiationsforløpet i Samnanger og Kvam, Hordaland. Unpubl. thesis, Univ. of Bergen.

- Hillefors, Å. 1969: Västsveriges glaciala historia och morfologi. *Lunds Univ. geogr. inst. avh.* 60.
- Holtedahl, H. 1967: Notes on the formation of fjord & fjordvalleys. *Geogr. Ann.* 49, Ser. A, 188-203.
- Holtedahl, H. 1975: The Geology of the Hardangerfjord, West Norway. *Norges geol. Unders.* 323, 1-87.
- Johnsson, G. 1956: Glacialmorfologiska studier i Södra Sverige. *Medd. Lunds Univ. Geogr. Inst., Avh.* 36.
- Kaldhol, H. 1941: *Terrasse- og strandlinjemålinger fra Sunnfjord til Rogaland*, Hellesylt, 200 pp.
- Kolderup, C. F. 1908: Bergensfeltet og tilstøtende trakter i sen-glacial og postglacial tid. *Univ. i Bergen Årbok 1907*, 1-266.
- Krzywinski, K. & Stabell, B. 1978: Senglasiale undersøkelser på Sotra. *Arkeo* 1, 27-31.
- Ljungner, E. 1930: Spaltentektonik und Morphologie der Schwedischen Skagerak-Küste. Teil III. Die erosionsformen. *Bull. Geol. Inst. Uppsala* 21, 255-478.
- Ljungner, E. 1954: Isdelarstudier vid polarcirkelen. *Geol. Fören. Stockh. Förh.* 65, 198-210.
- Mangerud, J. 1970: Late Weichselian Vegetation and Ice-Front Oscillations in the Bergen District, Western Norway. *Norsk geogr. Tidsskr.* 24, 121-148.
- Mangerud, J. 1976: Fra istid til nåtid. In Hartvedt, G. H. (ed.): *Hordaland og Bergen, 111-151*. Gyldendal Norsk Forlag, Oslo.
- Mangerud, J. 1977: Late Weichselian marine sediments containing shells, foraminifera, and pollen, at Agotnes, Western Norway. *Norsk geol. Tidsskr.* 57, 23-54.
- Mangerud, J. 1980: Ice-front variations of different parts of the Scandinavian ice sheet, 13,000-10,000 years B.P. In Lowe, J. J. et al. (eds.): *Studies in the Lateglacial of north-west Europe*. Pergamon Press, Oxford.
- Mangerud, J. & Skreden, S. A. 1972: Fossil ice wedges and ground wedges in sediments below the till at Voss, Western Norway. *Norsk geol. Tidsskr.* 52, 73-96.
- Nye, J. F. 1952: The mechanics of glacier flow. *Jour. Glaciol.* 2, 82-93.
- Paterson, W. S. B. 1969: *The Physics of Glaciers*. Pergamon Press Ltd. G.B., 250 pp.
- Rekstad, J. 1911: Geologiske iagttagelser fra nordvestsiden av Hardangerfjorden. *Norges geol. Unders.* 59 (2), 62 pp.
- Rye, N. 1970: Einergrein av Preboreal alder funnet i israndavsetning i Eidfjord, Vest-Norge. *Norges geol. Unders.* 266, 33-36.
- Rye, N. & Follestad, B. A. 1972: The ice movement and the ice divide in the Hardangervidda area. *Norges geol. Unders.* 280, 25-30.
- Sexe, S. A. 1866: *Mærker efter en Istid i Omegnen af Hardangerfjorden*. Universitetsprogram for første Halvaar 1866, 13 pp.
- Simonsen, A. 1963: Kvartærgeologiske undersøkelser i indre Hardanger. Unpubl. thesis, Univ. of Bergen.
- Sindre, E. 1974: Ice movement in the Vossestrand-Vikafjell area, Western Norway. *Norges geol. Unders.* 311, 25-34.
- Skreden, S. A. 1967: Kvartærgeologiske undersøkelser i området Voss-Bolstadoyri samt Bordalen. Unpubl. thesis, Univ. of Bergen.
- Skår, K. 1975: Isavsmelting og postglaciale flaumskredvifter i Arna, Hordaland. Unpubl. thesis, Univ. of Bergen.
- Stabell, B. & Krzywinski, K. 1979: Senglasial strandforskyvning på syd-Sotra. Abstract, 14. Nordiske v.møte 1980, *Norsk geol. Forening, Geolognytt* 13, 67.
- Sugden, D. E. & John, B. S. 1976: *Glaciers and Landscape*. Edward Arnold Ltd., London, 376 pp.
- Svensson, H. 1959: Glaciation och morfologi. *Univ. Lund Geogr. Inst. avh.* 36, 283 pp.
- Vorren, T. O. 1974: Hardangerviddas kvartærgeologi. In *Hardangervidda, 45-57*. *Norges Offentlige Utredninger 1974*, 30 B.
- Vorren, T. O. 1977b: Weichselian ice movement in South Norway and adjacent areas. *Boreas* 6, 247-257.
- Vorren, T. O. 1979: Weichselian ice movements, sediments and stratigraphy on Hardangervidda, South Norway. *Norges geol. Unders.* 350, 1-117.
- Østrem, G. & Ziegler, T. 1969: Atlas over breer i Sør-Norge. *Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesen. Hydrologisk avd.* 20, 207 pp.