

NGU



Norges geologiske
undersøkelse
Skrifter 79

Bjørn A. Follestad:
Sundalsøra 1420 III
Beskrivelse til
kvartærgeologiske kart – M 1:50 000
(med fargetrykt kart)





NGU

Norges geologiske undersøkelse

Geological Survey of Norway

Norges geologiske undersøkelse, Leiv Eirikssons vei 39, Trondheim. Telefon (07) 92 16 11,
Postadresse: Postboks 3006, 7001 Trondheim.

Administrerende direktør: dr. philos. *Knut S. Heier*

Norges Geologiske undersøkelse utgir to serier: «Bulletin» og «Skrifter». Disse er to uavhengige serier som hver for seg er fortløpende nummerert.

Bulletins omfatter vitenskapelige arbeider innen geologi som er av regionalgeologisk (norsk), generell eller spesiell interesse. Det foretrekkes at disse er skrevet på engelsk.

Skrifter består først og fremst av beskrivelser til trykte geologiske kart som utgis i NGU's kartserier. «Skrifter» kan også inneholde artikler av særlig interesse om regionale, tekniske, økonomiske emner, eller geologiske arbeider av særlig nytte for miljøvern og arealplanlegging. Skrifter utgis på norsk, med en kort innledende oversikt («abstract») og et sammendrag på engelsk.

REDAKTØR

Seksjonssjef *Terje H. Bargel*, Norges geologiske undersøkelse,
Postboks 3006, 7001 Trondheim.

UTGIVER

Norges geologiske undersøkelse, Postboks 3006, 7001 Trondheim.

MANUSKRIPTER

Fra 1.1.1984 trykkes NGU Bulletin- og Skrifter-seriene i 2-spaltes format (som f.eks. Norsk Geologisk Tidsskrift). Forfattere bør derfor forberede manuskriptet etter NGT's regler, som finnes på 3. omslagssiden i NGT.

Sunnalsøra 1420 III

Beskrivelse til kvartærgeologisk kart - M 1:50 000 (med fargetrykt kart)

BJØRN A. FOLLESTAD

Follestad, B. A. 1987: Sunnalsøra 1420 III, Description of the Quaternary geological map scale 1:50 000. *Norges geologiske undersøkelse, Skrifter 79, 1-32.*

The superficial deposits within the map-sheet are described and genetically classified. Tills are the dominating sediments, but considerable amounts of glaciofluvial and fluvial deposits also occur. Slide and talus deposits occur widely in the valleys and weathering material/blockfield is present in the higher areas. The oldest described ice striations probably represent a regional ice movement towards the northwest. This northwesterly ice movement was followed by other ice movements controlled mostly by the regional topography during the following deglaciation. During both periods of glaciation diverging striae provide evidence for the existence of local culmination areas in the mountains within the map-sheet Sunnalsøra. The progress of the moraine ridges in the Reinsvatnet area indicates the existence of an event, the Reinsvatnet event. This event is thought to be of Younger Dryas age. The highest marine level during the deglaciation in Sunndalen occurs at some 145 m a. s. l. Radio carbon dating of shells found in glaciomarine clay indicates that Litledalen was deglaciated 9.740 ± 250 ^{14}C -years B.P. (T-4516).

B. A. Follestad, *Norges geologiske undersøkelse, P.O. Box 3006, N-7002 Trondheim, Norway.*

INNHOLD		Oppfølgende undersøkelser	25
Forord	1	Geokjemiske undersøkelser (T. Henningsen)	25
GENERELL DEL	2	Grunnvann (G. Storrø)	25
Kvartærtiden	3	Grusregister	27
Løsmassenes dannelse	4	Etterord	28
Det kvartærgeologiske kartet	6	Summary	28
SPEIELL DEL	11	TILLEGG	29
Berggrunn og landskap	11	Utførelse	29
Isbevegelse og isavsmelting	11	Løsmassenes anvendelse, Eksempler på bruk	
Karakteristiske trekk ved områdets		av kvartærgeologiske kart	30
viktigste løsavsetninger	18	Referanser	31

Forord

Norges geologiske undersøkelse (NGU) har i samsvar med fylkesplanen for Møre og Romsdal (1980-83) begynt en løsmassekartlegging av fylket. Til nå er kartbladene Vigra 1120 II (Hamborg 1983), Stangvik 1420 IV (Follestad 1985), Kristiansund 1321 II og Bremsnes 1321 III (Follestad 1986) utgitt. Kartbladene Hustad 1220 I, Brattvåg 1220 III, Ona 1220 IV og Tingvoll 1320 I trykkes i 1987/88. Alle kart er i målestokk 1:50 000 (Fig. 1). Grusregisteret ble ferdig i 1985, mens borebrønnsregisteret for grunnvann i fjell er under etablering ved NGU's datasenter.

Som tidligere kartbladbeskrivelser, er også denne beskrivelsen utarbeidet etter gjeldende

NGU-retningslinjer (Bargel mfl. 1981). Den består av en *Generell del* og en *Spesiell del*, foruten en *anvendt del* (Tillegg). Den generelle delen gir en kort innføring i løsmassenes geologi og utdypes hvorledes løsmassene er dannet. Videre utdypes kartets tegnforklaring og det gis en forklaring av bl.a. kartets tegnbruk. Den spesielle delen av kartbladbeskrivelsen gir en innføring i de geologiske forholdene innen kartblad Sunnalsøra (1420 III) under og etter siste istid. Dessuten er de viktigste løsavsetningene omtalt. Under den anvendte delen av beskrivelsen er NGU's Grusregister og grunnvannsmuligheter omtalt. I Tillegget er generelle praktiske opplysninger og noen definisjoner samlet. Det er vårt håp at dette oppsettet av en kartbladbeskrivelse kan gi brukere som ikke til daglig omgås geologisk informasjon en innfø-

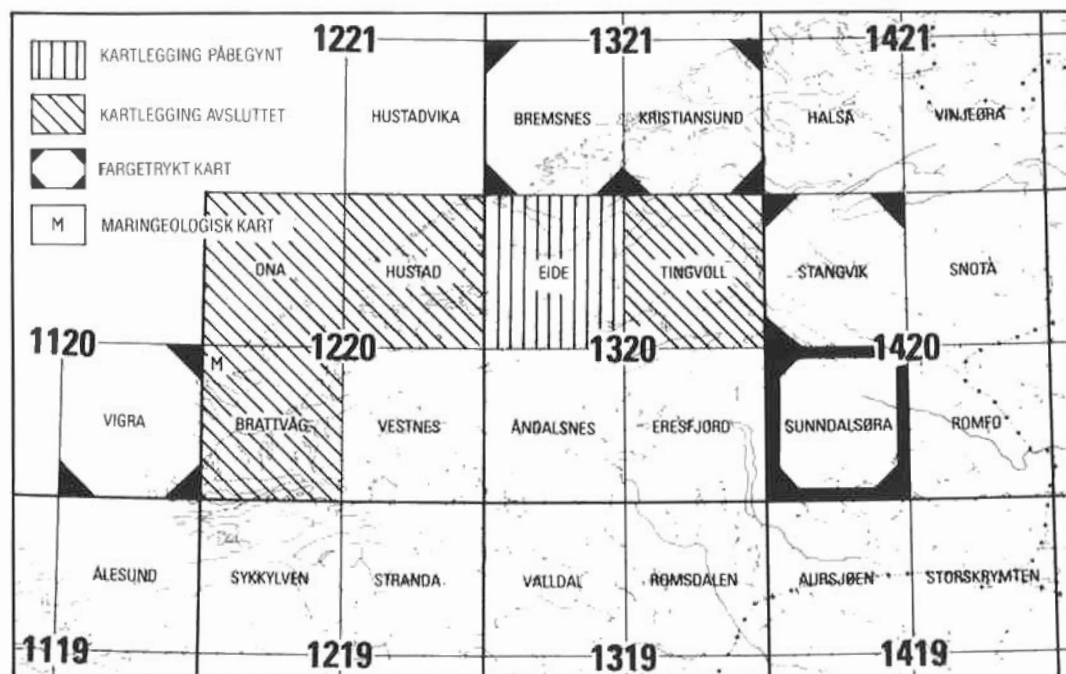


Fig. 1. Oversikt over NGU's kvartærgeologiske kartlegging i Møre og Romsdal (1980-1986).

Quaternary mapping by NGU in Møre and Romsdal (1980-1986).

ring i bruk av norske løsmasser. Med hensyn til arbeidsoppgaver utført av NGU generelt, henvises det til NGU's nyopprettede referansedatabase "NGU. ref.-arkiv". Denne kan "ringes

opp" ved f.eks. en modem-forbindelse til NGU's Datasenter eller Statens kartverk, Fylkeskartkontorene.

Generell del

Kvartærgeologi er læren om den yngste geologiske perioden, *kvartærtiden*. Løsmassene som dekker berggrunnen i Norge i dag, er hovedsakelig dannet i siste del av denne perioden.

Løsmassene er en fundamental naturressurs på linje med vann og luft. De utgjør selve grunnlaget for plante- og dyreliv og dermed for landbruk og bosetting. Presset på våre løsavsetninger har økt sterkt i de senere årene, spesielt i og omkring tettstedene. Disponering av arealer til byggegrunn, kommunikasjonsnett, uttak av grunnvann, søppelplasser, resipienter og massetak for bygge- og anleggsvirksomhet er eksempler på forskjellig utnyttelse av løsmassene. De fleste av disse bruksmåtene fører til at arealer og masser be-

slaglegges for alltid eller for lang tid. Ofte vil en bruksmåte utelukke de andre, og dette kan gi grunnlag for konflikter. Ved fysisk planlegging blir naturressursene derfor viet stadig større oppmerksomhet, bl.a. gjennom vårt lovverk. Bare en liten del av landets areal er dekket av tykke løsmasseavsetninger, og nydannelse skjer i begrenset omfang. Riktignok foregår det langsomme prosesser som f.eks. oppbygging av elvedelta, forvitring og myrdannelse, men i hovedsak må løsmassene betraktes som en begrenset og ikke-fornybar ressurs. Vår bruk av dem må ta hensyn til dette.

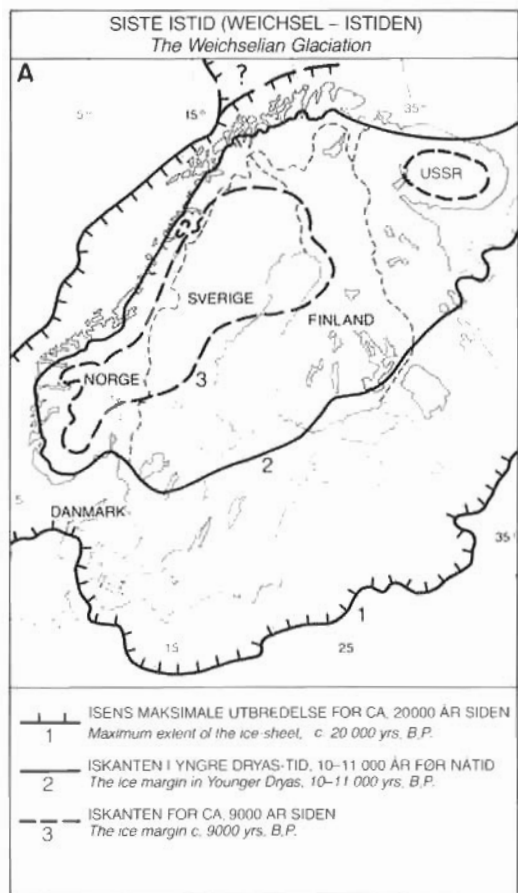
Kvartærgeologiske kart med beskrivelser viser løsmassenes dannelsesmåte og utbredelse, delvis deres sammensetning, egenskaper og overflateformer. Dessuten gir kartene informasjon av betydning for tolkning av den kvartærgeologiske utviklingshistorien. De er nødvendige

hjelpemidler for å oppnå fornuftig arealdisponering og en best mulig forvaltning av løsmasserne. I beskrivelsen og kartets tegnforklaring er det benyttet mest mulig norske betegnelser, mens internasjonale betegnelser ofte er oppført i parentes. En del faguttrykk er forklart, og de viktigste geologiske prosesser er omtalt. Siktemålet har vært å gjøre stoffet lettere tilgjengelig for ikke-faglærte brukere. Den som ønsker en

fyldigere innføring i generell kvartærgeologi henvises til Østeraas (1973), Selmer-Olsen (1977) og Holmsen (1979).

Kvartærtiden

Kvartærtiden omfatter de siste 2-3 mill. år av Jordens historie. Denne perioden er karakteri-



KART OVER INNLANDSISENS UTBREDELSE I SØR-NORGE
Map showing the ice-sheet in south Norway

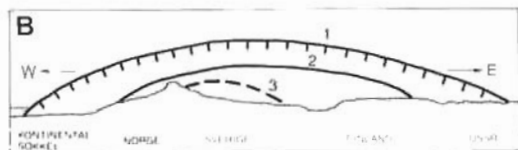
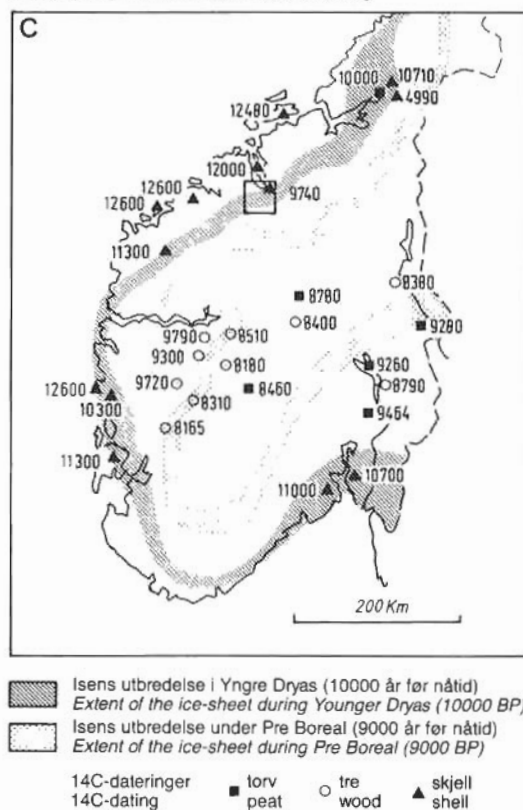


Fig. 2

- A. Innlandsisens utbredelse under forskjellige faser av siste istid (Weichsel).
- B. Innlandsisens mektighet under forskjellige faser av siste istid. 1, 2 og 3: se Fig. 2 A.
- C. Innlandsisens utbredelse i Sør-Norge under Yngre Dryas og Pre-Boreal (Modifisert etter Andersen 1979).

A. The extent of the Scandinavian continental ice-sheet during different stages of the last ice age. B. The thickness of the Scandinavian continental ice-sheet during different stages of the last ice age. C. The ice-sheet distribution in Southern Norway during Younger Dryas and Pre-Boreal. (Modified after Andersen 1979).

sert av store klimasvingninger med istider (glasialtider) og varmere mellomistider (interglasialtider). Under istidene var landet mer eller mindre dekket av isbreer (innlandsis). Disse gravde ut og transporterte store mengder løsmateriale. Mye av dette materialet ble fraktet ut i havet og avsatt der. I Europa har det vært minst fire istider. I Norge er det hittil bare funnet spor etter to istider og en mellomistid (Mangerud mfl. 1979). Siste istid (*Weichsel*) begynte for om lag 100 000 år siden. Svingninger i klimaet under denne istid førte til at isens utbredelse og mektighet varierte ganske meget. Trolig har det vært perioder da innlandsisen var nesten borte (interstadialer). Den største utbredelse nådde isen under siste istid for 17-21 000 år siden. Skandinavia var da dekket av en iskappe som var opptil 3 000 m mektig (over Bottenvika, Fig. 2 A og B). Under *isavsmeltingen* trakk iskanten seg tilbake slik at kyststrøkene ble isfrie først. Samtidig ble isdekket etter hvert tynnere og det delte seg opp i dal- og fjordbreer. Disse smeltet hurtig tilbake på grunn av mildt klima og kalving i fjordene. Kortvarige klimaforverringer førte til at tilbaketrekningen av iskanten stoppet opp eller den rykket litt fram igjen. Løsmateriale som isen fraktet med seg, kunne da igjen bli avsatt foran iskanten som *brerandavsetninger - brerandtrinn*. Det mest markerte brerandtrinnet ble dannet i Yngre Dryas-tiden for 10 000-11 000 år siden (Fig. 2 C). I Norge kan det følges mer eller mindre sammenhengende fra svenskegrensen i Østfold (Raet) og rundt kysten til den russiske grensen i Øst-Finnmark. Det ble også dannet yngre markerte brerandtrinn for 9 000-10 000 år siden (Pre-Boreal tid). Den endelige avsmeltingen av de indre, sentrale deler av landet skjedde hurtig. En regner med at hele isdekket var forsvunnet for ca. 8 500 år siden. Under den etterfølgende "Varmetiden" var klimaet mildere enn i dag og de norske høyfjellene var trolig isfrie i en lengre periode. Dagens breer ble trolig dannet for ca. 2 500 år siden.

Tyngden av de enorme ismassene førte til at jordskorpa ble presset ned. Da isen smeltet vekk, hevet landet seg igjen i forhold til havnivået, mest i indre strøk, noe mindre ute ved kysten. På grunn av treghet i jordskorpa har det tatt lang tid å opprette likevekten helt. Selv i dag skjer det en meget langsom stigning av landmassen. *Landhevningen* har ført til at mange områder, som under og etter isavsmeltingen var hav- og fjordbunn, nå er blitt tørt land. Det

øverste nivå hvor havet har stått etter at isen smeltet vekk, kalles den *marine grense* (MG).

Løsmassenes dannelse

Nåtidens løsmasser i Norge er hovedsakelig dannet under siste nedising (*glasigene avsetninger*) og i den etterfølgende isfrie perioden (*pøstglasiale avsetninger*). De er derfor meget unge i forhold til løsmassene i de land hvor nedising ikke fant sted.

De *glasigene avsetningene* er dominert av morenemateriale. Dette er materiale som er plukket opp, transportert og avsatt direkte av en isbre. Ut fra dannelsesmåten kan morenematerialet inndeles i *bunnmorene* og *avsmeltingsmorene*. Bunnmorene inneholder materiale som er avsatt fra breens såle. Det foregikk her en knusing og nedbryting av materialet. Som regel vil de fleste kornstørrelser være representert (blokk til leir). Materialet har ofte en fast pakning og liten eller ingen lagdeling. Avsmeltingsmorene (ablasjonsmorene) inneholder materiale som er transportert inni isen eller på breoverflaten. Partiklene er her mindre utsatt for knusing enn ved breens bunn. Smeltevann er ofte til stede slik at det fineste materialet lett blir vasket ut. Dette materialet finnes avsatt over bunnmorenen, over breelavsetninger dannet under breen, eller direkte på fjell. Materialet er vanligvis løst pakket. Store mengder smeltevann ble frigjort under isavsmeltingen. Dette vannet som samlet seg i sprekker og tunneler i eller under isen, eller i løp langs iskanten, gravde (eroder) ofte kraftig i det avsatte morenematerialet. Dette materialet ble transportert, og deler av det eroderte materialet ble ofte avsatt i direkte tilknytning til smeltevannsløpene (esker, kames, lateralterrasser). I andre tilfelle ble materialet ført med smeltevannsstrømmene fram til brefronten og avsatt der. Avsetninger av denne typen kalles for *breelavsetninger*. Breelavsetningene kjennetegnes ved at de vanligvis er lagdelte. De enkelte lagene kan variere betydelig i tykkelse, grad av sortering og materialsammensetning (dvs. innhold av blokk, stein, grus, sand, silt). Dersom brefronten ble liggende på samme sted (ved terskler o.l.) i noe lengre tid, ble brerandavsetningene ofte bygget opp til datidens havnivå. Disse avsetningene danner nåtidens største grus- og sandressurser. Mens de grovste massene vanligvis ble avsatt i skrålag nærmest iskanten, ble de finere silt- og leirkor-

nene ført lengre ut i havet og avsatt i horisontale lag på bunnen (marine avsetninger). Brerandavsetningene er senere hevet, og de gamle breelvdeltaene finnes i dag som terrasseformete avsetninger. Breelvavsetningene som ikke rakk å bli bygget opp til MG, finnes som *randåser* på tvers av dalførene. Breelvavsetningenes beliggenhet er ikke bare knyttet til dagens vassdrag. Ved innlandsisens gradvise nedsmelting ble vannets dreneringsveier bestemt av samspillet mellom landformene og isoverflatens beliggenhet og helning. Dette førte til dannelse av breelvavsetninger på noen steder hvor det i dag ikke er elver, f.eks. i dalsider.

De *postglasielle avsetningene* er dannet etter at isen smeltet vekk ved at tidligere avsatte løsmasser ble utsatt for erosjon og omlagring. I trakter med stor landheving fikk elvene senket erosjonsbasis og eroderte i tidligere tiders havbunn (glasimarine sedimenter, s. 7 og s. 18) som nå ble tørt land. De finkornige *hav- og fjordavsetningene* (silt og leir) ble liggende særlig utsatt for erosjon av grunnvann og overflatevann. Den opprinnelige jevne og relativt flate gamle havbunnen ble gjennomskåret av bekkedaler og raviner i et forgreinet mønster. Leirskred fant også sted. Raviner og skredgroper er i dag markerte trekk i leirlandskapet. Hav- og fjordavsetninger har blitt dannet kontinuerlig siden isavsmeltingen og dannes fortsatt ved at silt og leir fra elvene føres i suspensjon ut i fjordene og

bunnfelles i rolig vann. Under landhevingen ble løsmassene i strandsonen mer eller mindre påvirket av bølgevasking og strømmer. Enkelte steder ble mye av finmaterialet skyllet vekk og avsatt i forsenkninger på havbunnen. *Marine strandavsetninger* finnes i områder hvor bølgeerosjonen fikk virke ganske fritt. Strandavsetninger ligger oftest som et dekke over andre løsavsetninger, men forekommer også direkte på fjell. *Elve- og bekkeavsetninger* er dannet av rennende vann, og finnes vesentlig som elvesletter, terrasser, vifter og delta. Eldre delta av sand og grus med tydelige skrålag finnes som store, frittliggende terrasseflater på tilsvarende måte som breelvdeltaene, men i lavere nivåer enn disse. Ved dagens elvemunninger bygges det også ut delta. I den korte perioden etter at innlandsisen forsvant, men før vegetasjonen etablerte seg, ble enkelte områder utsatt for *vinderosjon*. Særlig i forbindelse med store breelvavsetninger finnes sanddyner fra denne perioden. I dag blir vindavsetninger helst dannet ved sandstrendene langs kysten. Små avsetninger kan dannes i høyfjellsområder med meget sparsom vegetasjon og god tilgang på finsand i løsmassene. Der fjelloverflaten ble liggende naken etter at isen forsvant, tok de nedbrytende kreftene straks til å virke. *Forvitningsmateriale* er løsmasser dannet på stedet ved kjemisk eller mekanisk nedbryting av berggrunnen. I høyfjellet er frostforvitringen særlig aktiv, og enkelte områder kan være dekket av



Fig. 3. Skredløp langs N-siden av Kleppen (705469). Foto: B. Follestad 1986.

Skree channels on the N-rim of Kleppen (705469).

frostsprenge blokker/blokkhav. I bratte dal- og fjellsider har skråningsprosesser som jordflyting (solifluksjon), ras, steinsprang og skred vært særlig aktive. *Ur* er brukt som fellesbetegnelse for avsetninger dannet ved steinsprang. *Skredmateriale* er vanligvis dannet av nedrast forvitningsmateriale, morenemateriale og innslag av ur og organisk materiale. Snøskred og flomskred kan bidra til dannelsen av mektige vifter av skredmateriale foran trange gjel og slukter i fjellsiden (Fig. 3). *Torv- og myrdannelser* oppstår når produksjonen av organisk stoff er større enn nedbrytingen. Dette skjer på steder med vanntilsig og der undergrunnen er mettet opp til overflaten. Forskjellige typer av myrer dannes avhengig av vann- og terrengforhold. Omvandlingsgraden for torven i myrene kan variere meget. Råhumus forekommer mange steder som et tynt dekke over fjell og løsmasser. Det består av døde, lite omvandlede planterester.

Det kvartærgeologiske kartet

Et kvartærgeologisk kart i målestokk 1:50 000 er et oversiktskart hvor et områdes dominerende løsmasseyper er vist. Under tegningen har

det noen ganger vært nødvendig å generalisere. Viktige detaljer kan være overdrevet på kartet. Dette gjelder vanligvis størrelsen på små avsetninger, dreneringsspor og små fjellblotninger. Grenselinjene på kartet kan være entydige. Ofte vil en imidlertid i felt se at det er en gradvis overgang fra en avsetningstype til en annen. Denne overgangssonen gjengis som en tynn strek på kartet. Områdets mangel på skogvegetasjon (skoggrensen ligger på 300-400 m o.h.) har muliggjort utstrakt bruk av flybildetolkning. Ved lokalitetsangivelser er det i beskrivelsen benyttet kartgrunnlagets UTM-koordinater (6 sifre). Veiledning om bruken av koordinatene finnes i kartrammen. I den etterfølgende gjennomgåelsen er kartets tegnforklaring fulgt.

Løsmasser

Løsmassene er inndelt etter *dannelsesmåte og miljø*. Det er derfor de ulike geologiske prosessene som avspeiles gjennom fargebruken på kartet. Eksempelvis gis alle løsmasser som er transportert og avsatt av rennende vann, gule og orange farger, mens løsmasser som er transportert og avsatt av is, gis grønne farger. Enkel-



Fig. 4. Morenemateriale med polygoner. Foto: B. Follestad 1983.

Till with polygons.

te avsetningstyper, f.eks. morenemateriale, er i tillegg gitt en underinndeling etter mektighet ved hjelp av mørk og lys fargetone. Videre kan spesielle varianter av en løsmasstype på enkelte kart være skilt ut p.g.a. spesiell dannelsesmåte og framstilt med egen fargetone eller tilleggsraster, f.eks. avsmeltingsmorene og blokkhav.

Morenemateriale er avsatt direkte av isbreer. Det består oftest av alle kornstørrelser fra leir til blokk i varierende mengdeforhold (usortert materiale). På kartet er det skilt mellom:

Morenemateriale, sammenhengende dekke, stedvis med stor mektighet brukes for moreneområder der det er få eller ingen fjellblotninger. Berggrunnens småformer trer ikke tydelig fram fordi morenemektigheten vanligvis er større enn ca. 1 m. Lokalt kan imidlertid mektigheten være langt større (Fig. 4).

Morenemateriale, usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen brukes for arealer hvor mektigheten er liten, vanligvis under ca. 1 m. Berggrunnens småformer trer tydelig fram, og som regel finnes mange små fjellblotninger. Lokalt kan mektigheten av morenematerialet være mer enn 1 m. Overgangen mellom tynt morenedekke er gradvis, og avgrensingen er i de mange tilfelle gjort ved skjønn.

Randmorene brukes som betegnelse på ryggformete israndavsetninger (ende- og sidemorener) dannet ved breframstøt eller kortvarige stopp under isavsmeltingen. Størrelsen varierer fra små rygger, stedvis bare blokkbelter i fjellområder, til store endemorener i dalgangene og brede sidemorene-“belter“ i dalsidene. I tilknytning til mange av dagens breer er det også dannet unge randmorener. Kornfordelingen i randmorenene kan variere meget. Avsetningene består vesentlig av morenemateriale. Stedvis opptrer breelvvavsetninger (sortert sand og grus) i veksling med morenemateriale, særlig i endemorener.

Breelvvavsetninger (glasifluviale avsetninger) er løsmasser som er transportert og avsatt av (Fig. 5) smeltevann fra isbreer. De kjennetegnes ved at materialet er lagdelt og sortert etter kornstørrelser. Sand og grus er ofte dominerende kornstørrelser. Stein- og grusfraksjonene er som regel rundet. Ryggformet breelvvavsetning (esker) er dannet av breelver i sprekker eller tun-

neler i stagnerende breer. Ryggene kan ha en hud av ablasjonsmorene.

Bresjøavsetninger (glasilakustrine avsetninger) er løsmasser som er transportert av breelver og avsatt i bresjøer.

Elve- og bekkeavsetninger (fluviale avsetninger) er dannet etter istiden ved at rennende vann har gravd, transportert og avsatt materiale. Disse avsetningene har mange fellestrekk med breelvvavsetningene, men de er som regel bedre sortert, og har ofte mer rundet materiale. Elve- og bekkevifter, særlig ved foten av bratte skråninger, kan imidlertid inneholde dårlig sortert og lite rundet materiale. Finkornige flømlag forekommer i overflaten på elvesletter. Elve- og bekkeavsetningene kan av og til inneholde små mengder organisk materiale.

Hav- og fjordavsetninger (marine avsetninger bortsett fra strandavsetninger) sammenhengende dekke, stedvis med stor mektighet, er finkornige løsmasser bunnfelt i havet mens dette stod høyere enn i dag. I mange områder har det gått leirskred. Utraste leirmasser, spesielt de eldste, er vanskelige å skille fra uforstyrrede leiravsetninger ved en overflatekartlegging.

Strandavsetninger (marine strandavsetninger), sammenhengende dekke er materiale utvasket ved bølge- og strømkraft i strandsonen. Det ligger oftest som et dekke over andre løsavsetninger, men forekommer også direkte på fjell. Kornstørrelse og sortering kan variere meget. Tykkelsen er vanligvis fra en halv til noen få meter.

Forvittringsmateriale/blokkhav er dannet ved kjemisk eller mekanisk nedbryting av det faste fjell. Forvittringsmaterialet kjennetegnes ved at fragmentene er skarpkantete, og det er vanligvis en gradvis overgang fra løsmasse til det faste fjell. Kun bergarter fra den underliggende berggrunnen finnes i forvittringsmaterialet, og kornstørrelsen varierer. Den kjemiske forvitring foregår langsomt på Norges breddegrader. Enkelte bergarter er imidlertid utsatt for angrep fra humussyrer og luftens karbondioksyd (CO₂). Det er særlig feltspatmineralene som angripes. I enkelte bergarter har den kjemiske forvitring gått et par cm dypt, men vanligvis begrenser den kjemiske forvitring seg til et mm tykt skikt i overflaten. Resultatet av denne forvitringen er oftest et sand- og grusholdig materi-



Fig. 5. Snitt i glasiuvial vifte ved utløpet av Gaudalen (705502). Foto: B. Follestad 1986.

Section in a glaciofluvial fan in the outlet of Gaudalen (705502).

ale som kan finnes i mindre forsenkninger i fjelloverflaten. Materialet er usortert og består utelukkende av lokale bergarter. Den opprinnelig ofte ispolerte fjelloverflaten er blitt ru på grunn av forvitringen. Den mekaniske forvitringen som vesentlig skyldes frostsprengning, er den mest utbredte forvitringstype i Norge. Blokkforvitring er vanlig i høytliggende områder der antall fryse-/tineperioder er stort. Eksempler på dette er blokkhav i høyfjellsstrøk. Grovkornige og oppsprukne bergarter angripes lettest.

Ur (talus) dannet ved steinsprang består vesentlig av skarpkantete steiner og blokker som er løsnet i fjellet ovenfor på grunn av frostsprengning. Ur forekommer stort sett bare ved foten av bratte fjellsider.

Skredmateriale (med vekslende mektighet) er brukt om materiale i bratte dal- eller fjellsider og kan bestå av en blanding av nedrast forvitringmateriale og morenemateriale med innslag av ur og organisk materiale. Mektigheten er ofte liten, men tiltar gjerne mot de lavereliggende deler av skråningen. Særlig mektig er skredviftene foran trange gjel og slukter i dalsidene.

Torv- og myrdannelser (organisk materiale) er brukt som fellesbetegnelse for forekomster av torv, dy og gytje med mektighet større enn ca. 0,3 m.

Humusdekke/tynt torvdekke over berggrunnen omfatter områder dekket av humus eller tynne torvavsetninger. Mektigheten er vanligvis ca. 0,1-0,3 m, men i enkelte områder kan et råhumusdekke ha litt større mektighet.

Fyllmasser (antropogent materiale) er avsetninger tilført og bearbeidet av mennesker.

Bart fjell

Bart fjell er skilt ut med egen farge når feltene er av tilstrekkelig størrelse. Symbolet for liten fjellblotning brukes for mindre blotninger innen områder med ellers sammenhengende løsmassedekke. Som bart fjell regnes områder der anslagsvis mer enn 50% av arealet mangler løsmassedekke, eller hvor løsmassedekket er svært sparsomt.

Små eller vanskelig avgrensbare avsetninger i områder dominert av andre løsmasser/bart fjell

Disse avsetningene angis med bokstavsymboler. I områder dominert av andre løsmasser brukes symbolene for avsetninger i overflaten som har for liten mektighet eller er for små til at de kan skilles ut med egen farge, og for avsetninger som er innblandet i den dominerende løsmasse-typen. I områder dominert av bart fjell brukes symbolene for løsmasser vesentlig i små forsenkninger og sprekker.

Kornstørrelse

Kornstørrelse for sorterte avsetninger (vann- og vindtransportert materiale) er angitt etter visuell bedømmelse i felt. Det foretas en skjønnsmessig helhetsvurdering, og det er den eller de dominerende kornstørrelser nær markoverflaten som er vist. Symbolene viser derfor ikke punktobservasjoner. Inndelingen av kornstørrelsene i fraksjoner er oppgitt i kartets tegnforklaring. For usorterte avsetninger (f.eks. morenemateriale) er kornstørrelser ikke vist på kartet, men blokkrik overflate er angitt.

Mektighet og lagfølge

Opptre det flere avsetningstyper over hverandre i et område, er den øverstliggende presentert på kartet med farge såfremt mektigheten er mer enn ca. 0,5 m, og den arealmessige utbredelsen er tilstrekkelig. Mektighet og lagfølge er angitt med tall og bokstavsymboler for henholdsvis dyp og kornstørrelse eller avsetningstype der hvor data foreligger. Dataene er oftest basert på opplysninger fra elvededskjæringer, veiskjæringer, massetak, byggegrøper etc. I en del tilfelle er det foretatt boringer, seismiske målinger eller elektriske motstandsmålinger for vurdering av løsmassenes mektighet, sammensetning og lagfølge.

Isbevegelsesretninger

Skuringsstriper viser isens bevegelsesretninger. Stripene er dannet ved at løsmateriale i isens såle har skurt og slipt fjelloverflaten. Skuringsobservasjonene er gjort på mest mulig horisontale og frittliggende flater for å unngå retninger som kan være bestemt av lokale topografiske forhold. På lokaliteter der kryssende skurings-

striper finnes, kan det enkelte ganger være mulig å bestemme aldersforholdet mellom forskjellige isbevegelsesretninger. I tillegg til skuringsstriper dannes det ofte bueformete riss (parabelriss) og bruddformer (sigdbrudd) i fjelloverflaten. Isen kan også utforme selve fjelloverflaten og danne langstrakte, ryggformete svaberg (rundsva). Rundsva har en slak støttside og en brattere leside.

Andre symboler

Karakteristiske dannelser fra isavsmeltingstiden er angitt med røde symboler på det kvar-tærgeologiske kartet.

Breelvedskjæring (glasifluviale nedskjæring) er større erosjonskanter i løsmasser dannet utenfor brekanten av smeltevann som har erodert i morene- eller tidligere avsatt breelv-materiale.

Smeltevannsløp (glasifluvialt dreneringsspor) er mindre erosjonsspor etter smeltevannselver. Løpene er vanligvis utformet i løsmasser og er dannet enten subglasialt (slukrenner og subglasiale samlingsrenner) eller utenfor brekanten (ekstramarginale renner).

Overløp over passområder og smeltevannsløp i fjell (gjel) er erosjonsspor etter breelver dannet i forbindelse med isavsmeltingen. Fenomenene er utviklet i fast fjell eller løsmasser, og er dannet enten nær brekanten (lateralt eller ekstramarginalt) eller under isen (subglasialt). Breelvenes erosjonsformer er av stor betydning for tolkningen av innlandsisens avsmeltingshistorie.

Nedskjæring av elv (eller breelv) er en bratt skråning i løsmasser dannet ved elve- eller breelverosjon.

Elve- eller bekkeløp og flomløp er forsøknin-ger hvor det under normale forhold ikke renner vann. De er inntegnet i den grad de danner tydelige former i terrenget eller de er av betydning for vurdering av flomfare.

Terrasse er en markert utflatning i terrenget, ofte markert ved en skråning (terrasskant)

Vifte som formsymbol brukes først og fremst på elve- og bekkevifter, men er også brukt på

skredvifter og flomskredvifter i en del områder. Enkelte breelvavsetninger kan også ha vifteform.

Raviner er erosjonsformer dannet ved langsom utvasking av grunnvann eller overflatevann. De har ofte form av lange, smale dalsøkk med V-formet tverrprofil. Ravinedannelse er vanligst i finkornige løsmasser, men forekommer også i grovkornige avsetninger.

Strandlinjer fra bredemt sjø er forårsaket av sjøerosjon i løsmasser eller fjell på grunn av bredemning.

Marin strandlinje er forårsaket av havets erosjon i løsmasser eller fast fjell. Disse formene forekommer fra marin grense (de eldste) og ned til dagens havnivå. Strandlinje brukes for å markere et nivå som kan følges som en linje i terrenget.

Dødisgrop er en fordypning i løsmasser dannet ved smelting av mer eller mindre begravede isrester ("død is") i siste fase av isavsmeltingen.

Skjellforekomst er benyttet for skallbanker eller for spredte skall av muslinger, snegler og rur.

Iskontaktskråning er en skråning i løsmateriale dannet mot en iskant under isavsmeltingen.

Hauger og rygger brukes for områder dominert av mindre hauger og rygger uten entydig orientering. Rygger av denne typen er korte og har uregelmessig form. Disse formene er vanlige i områder hvor det har foregått "død"-isavsmelting.

Ryggform i løsmasser er brukt for lange, smale og retningsorienterte rygger, oftest i moreneområder. Symbolet benyttes når det er vanskelig å bestemme dannelsesmåten.

Blokkrik overflate er benyttet på områder der blokkettheten er vesentlig høyere enn hva som kan betraktes som normalt for området sett under ett. Bruken av symbolet kan derfor variere noe fra kartblad til kartblad da det ikke er definert noen grense. Ved å variere tettheten av symbolene på kartet kan en imidlertid gi uttrykk for variasjon i blokkettheten.

Stor enkeltblokk er benyttet for blokk større enn ca. 5 m³.

Kilde/grunnvannsutslag er gitt hvor dette er meget framtreddende f.eks. som følge av stratigrafi.

Steinstriper, flytjordtunger (solifluksjonstunger), tuemark og strukturmark (polygonmark) er alle frostfenomener i mineraljord.

Solifluksjonstunger viser områder der jordbevegelser er framtreddende.

Spesiell del

Berggrunn og landskap

Vestranden, Det Romsdalske grunnfjell og Det Nordvestlige gneisområdet er gamle betegnelser på det store prekambriske grunnfjellsområdet som finnes i den nordvestlige del av Sør-Norge (Fig. 6 A). Dette grunnfjellsområdet kan følges fra det betydelig yngre Trondheimsfeltet i nord til Bergensbuene i sør (Oftedahl 1981). Kartblad Sunndalsøra (1420 III) ligger innen den nordøstlige delen av Det Nordvestlige gneisområdet (Fig. 6 B). Bergartene er dominert av båndgneiser. Et unntak er en smal sone av amfibolitt og granat-glimmerskifer innen kartbladets søndre deler. Berggrunnens strøk, helning og sprekkeretning kan variere noe, men er hovedsakelig betinget av de kaledonske fjellkjedebevegelsene. Innen de nordre og nordvestre deler av kartet er strøketretningen nordøst/sørvest. Denne retningen dreier mer mot sørsørøst/nordnordvest innen kartbladets søndre og østre deler. Før den tertiære hevingen av landblokken (Holtedahl 1960), var fjelloverflaten tæret ned til et nesten flatt slette-land (peneplan). I Midt-Norge fulgte de største daldragene de da mest framtreddende svakhetssonene i fjellgrunnen. Rester etter disse gamle dalene omtales av Holtedahl (1953) fra traktene øst for kartblad Sunndalsøra (1420 III). Etter den tertiære landhevingen av Vest-Norge var fullført, fikk elvene innen landblokkens vestlige deler fornyet erosjonsevne. Dette ga en hurtigere dalutvikling fra vest med bl.a. elveinnfang og dannelse av agnordaler. Disse dalene framstår i dagens terrengformer (noe modifisert av iserosjon) som klare V-daler i de eldre og langt mer "modne" gamle dalene. De "modne" dalene er i dagens relieff ofte markert ved dalnes og høytliggende, hengende sidedaler til den yngre

Massetak (vesentlig grustak) angis på to forskjellige måter. Det er skilt mellom større massetak med noenlunde regelmessig drift og nedlagte eller små massetak i sporadisk drift. Seismiske målinger er foretatt for å bestemme løsavsetningenes mektighet og eventuelle stratigrafiske variasjoner.

Seismisk profil (med ref.nr.), se Pl. 1.

V-formete hoveddalen. Dette sees innen kartblad Sunndalsøra (1420 III), men er særlig iøynefallende innen de sørvestre deler av Drivdalen (kartblad Romfo 1420 II, se Holte-dahl (1953)). Under de etterfølgende istidene ble de elveutformete "modne" og V-formete dalene fylt av lokale, senere kontinentale brestrømmer. Disse brestrømmene eroderte de gamle elveutviklete dalformene. Botner og sekkedaler med og uten overfordypninger (sjøer), ble dannet innen kartbladets høyestliggende deler. Områdets dalganger ble overfordypet, som ved Sunndalsøra, til mer enn 400 m og fjordene ble anlagt. I dagens dalganger er overfordypninger ofte fylt av seinere avsatte løsmasser. Dette framgår klart av de seismiske profilene (se Pl. 1).

Isbevegelse og isavsmelting

NGU's kartlegging av løsmassene innen de midtre og ytre deler av Nord-Møre (Fig. 1), har gitt nye opplysninger om områdets isbevegelser og isavsmeltingshistorie. En antar at den siste nedisingen av kystområdene fant sted for omtrent 25 000 år siden (Kaldhol 1946, Mangerud mfl. 1979, Sollid og Sørbel 1981). Rise og Rokoenen (1984) finner at sokkelområdene vest for Møre og Romsdal var isdekket fram til ca. 13 500 år siden. Follestad (1984, 1985, 1986) antyder at Sunndalsfjorden var isdekket under Tingvolltrinnet for ca. 12 000 år siden, mens deler av Virumdalen, like nordøst for kartblad Sunndalsøra (Follestad 1985, Johansen mfl. 1985) ennå var bredekket for ca. 10 000 år siden.

Isbevegelser

Innen de høyestliggende partier av kartbladet er store områder dekket av forvittringsmateria-

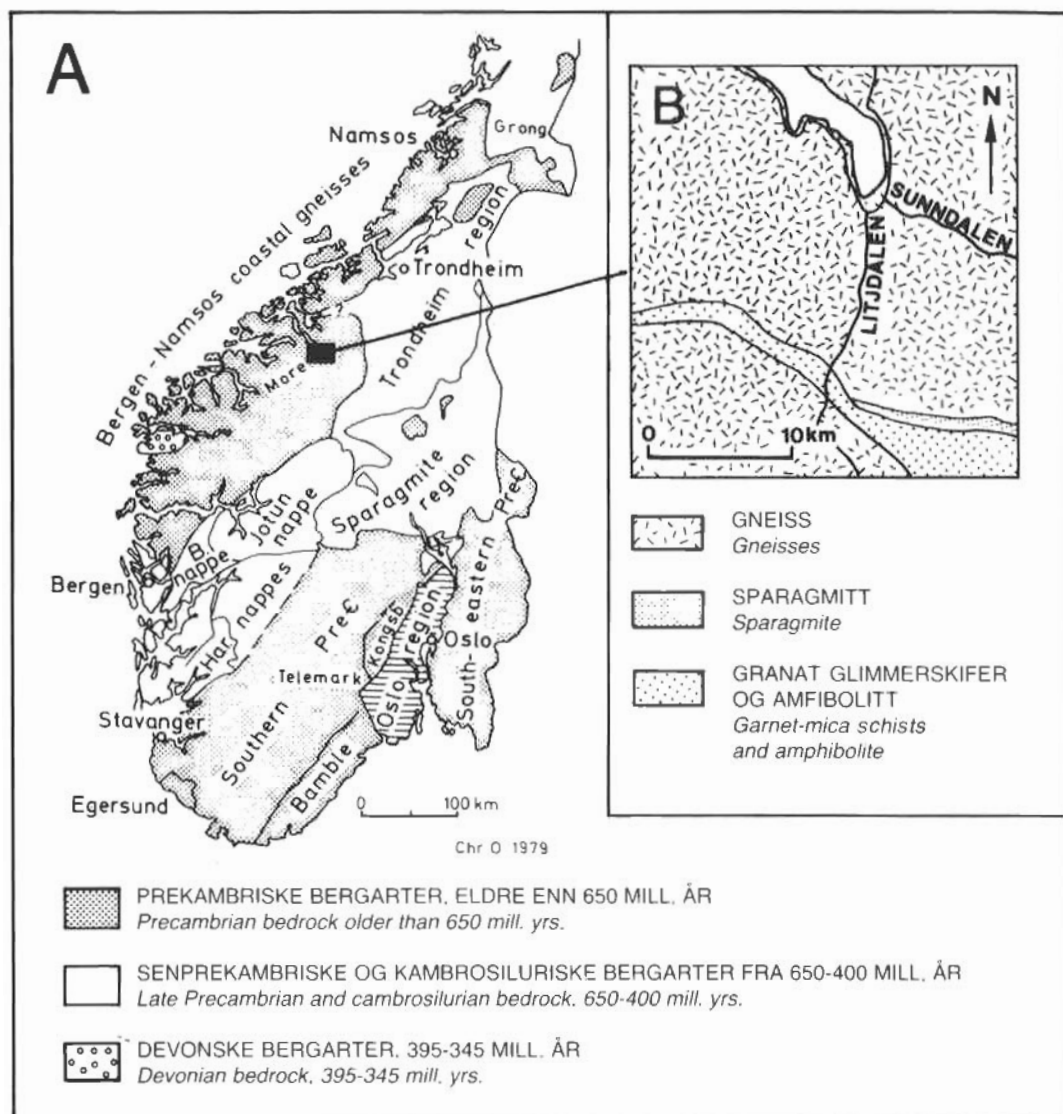


Fig. 6.

A. Berggrunnsgeologisk kart med geologiske hovedprovinser i Sør-Norge etter Oftedahl (1981).

B. Forenklet berggrunnsgeologisk kart over kartbladet Sunndalsøra etter Krill (1981, 1983).

A: Bedrock map and geological provinces in South Norway after Oftedahl (1981). B. Simplified bedrock map of the map-sheet Sunndalsøra after Krill (1981, 1983).

le/blokkhav (Fig. 7). I disse områdene vises isbevegelsen hovedsakelig av avrundete fjellformer (rundsva), vesentlig formet under en nordvestlig isbevegelse. Innen lavereliggende områder viser støt- og lesider sammen med isskuringstriper et noe mer komplisert bevegelsesmønster. Dette kan som i trakten øst for Storkalken (780430) være preget av dalgangenens forløp og isoverflatens helning. Liknende for-

hold sees også innen kartets søndre deler, hvor f.eks. dalen fra Holbuvatn (730320) til Dalavatnet (747393) har "drenert" innlandsisen. Det synes rimelig at en del av denne isskuringen også må være noe eldre enn de yngste brerandavsetningene i selve dalgangen ved Sunndalsøra, f.eks. den markerte isskuringen langs vestsiden av little Togkollen (746323). Mens de høyestliggende isskuringstriperne er merket et-



Fig. 7. Forvittringsmateriale (blokkhav) på fjellryggen øst for Blåbotn (671322) sett mot vest. Foto: B. Follestad 1983.

Weathering material blockfield in the areas east of Blåbotn (671322), looking to the west.

ter en bre som her må ha vært mer enn 400 m mektig, kan de lavestliggende isskuringstriperne ved Holbuvatns nordside være spor etter en heller tynn breutløper. Innen området nord for Reinsvatnet (683355), ved kulle 1221 m o.h. (678383) er det isskuring som angir en sørøstlig brebevegelse i traktene som her har ligget utenfor de bredekte områdene mens randmorenene ved Reinsvatnet ble dannet. Dette kan her best forklares ved lokale breområder (se s. 15). Den nordvestlige isbevegelsesretningen innen området ved Salsnebbå (676547) ligger høyere de områder som var isdekt under Tingvolltrinnet (Follestad 1985). Sammen med de nordvestlig rettete isskuringsobservasjonene innen det nordforliggende kartblad Stangvik 1420 IV (Follestad 1985), er det rimelig å anta at dette er spor etter en regional brebevegelse, selv om fjordens retning innen dette området av kartblad Sunndalsøra ville ha påvirket en isstrøm i samme retning. Det medfører en betydelig usikkerhet ved å foreta korrelasjoner basert på isskuringstriper alene. Til tross for dette er disse sammenstilt i Fig. 8. Det skal her særlig pekes på de divergerende bevegelsene som

muligens kan knyttes til lokale issentre under Yngre Dryas (se s. 15). Disse sentrene må også ha vært aktive under siste del av Eldre Dryas (Tingvolltrinnet, se s. 15). Dette passer med Anundsens (1985) arbeider som tilsier at de største bremassene ble liggende igjen i traktene nær vannskillene mot slutten av istiden. Det kan tenkes at disse sentrene kan ha vært aktive også under siste istids maksimum, ettersom nunataker (isfrie områder) trolig har vært mer utbredt enn tidligere antatt under siste istid. Dette passer godt med de observasjoner som er gjort i Nordfjord (Rye mfl., under trykking). Her synes nunatakområder å ha eksistert gjennom hele siste istid (Weichsel).

Isavsmelting

Under isavsmeltingen ble det langs breenden dannet flere markerte israndavsetninger (sidemorener, endemorener, isranddelta). I Sandvikdalen (790538) omtaler Follestad (1984) flere markerte sidemorener omkring 1000 m o.h. Disse avsetningene har en form og beliggenhet som tilsier at de er avsatt av en breut-

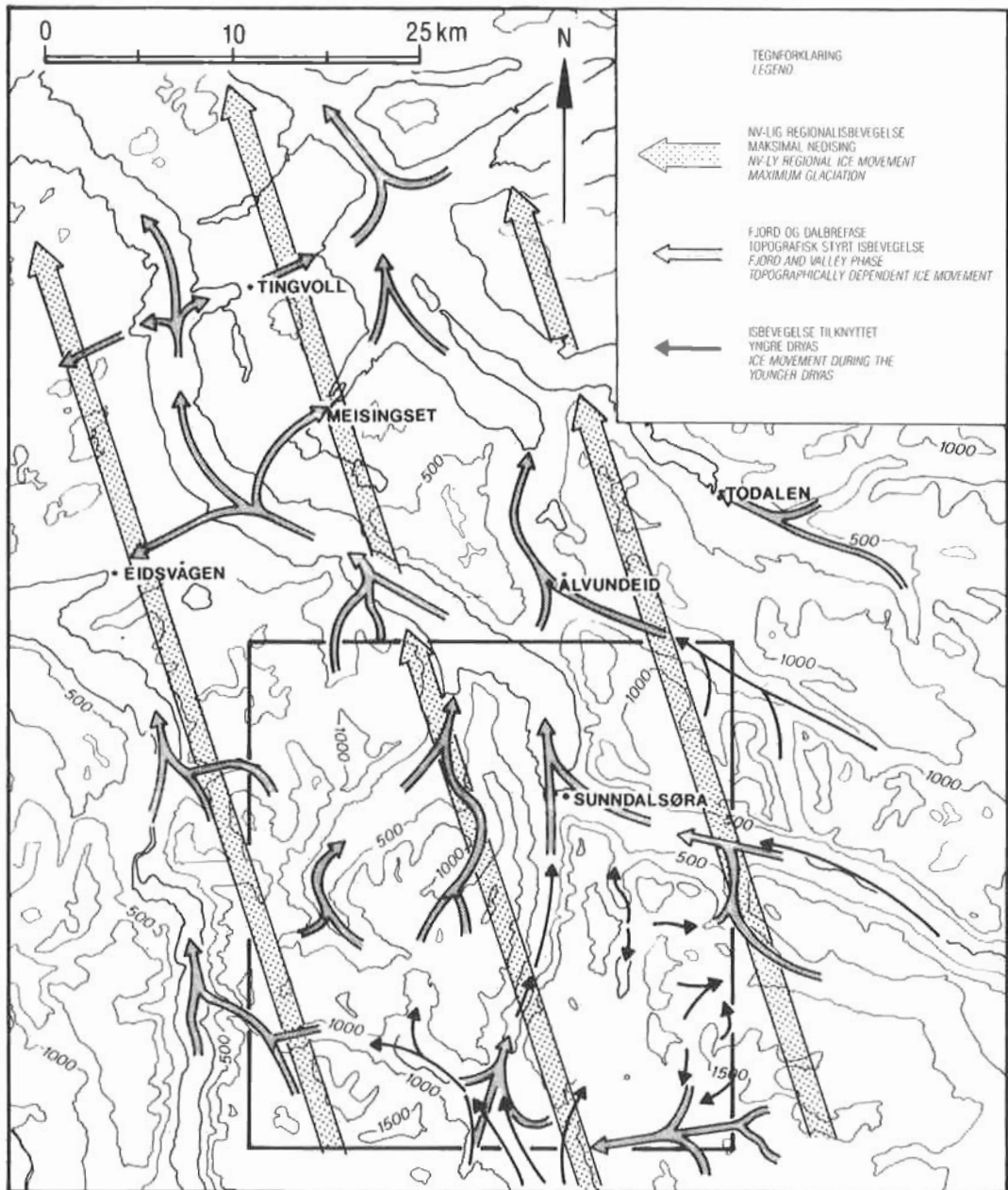


Fig. 8. Rekonstruksjon av isbevegelser innen kartblad Sunndalsøra (innrammet). Innen tilgrensede områder er rekonstruksjonen basert på undersøkelser av Follestad (1984, 1985, 1986).

Reconstruction of the ice movements within the map-sheet Sunndalsøra (framed). The reconstruction of ice-movements in the adjacent areas are based on Follestad (1984, 1985, 1986).

løper fra Sunddalen som her må ha falt inn i dalgangen øst for Hovsnebbå (788506). Selve Hovsnebbå med sitt karakteristiske dekke av blokker (blokkhav), stod opp av bredekket. Langs østsiden av Mohaugen (785570) ligger

som nedre begrensning for områdets markerte blokkhav, en større sidemorene ca. 1000 m o.h. Denne antyder sammen med sidemorenene i Sandvikdalen at dalbreene i selve Sunndalsfjorden og Virumdalen (820573) på

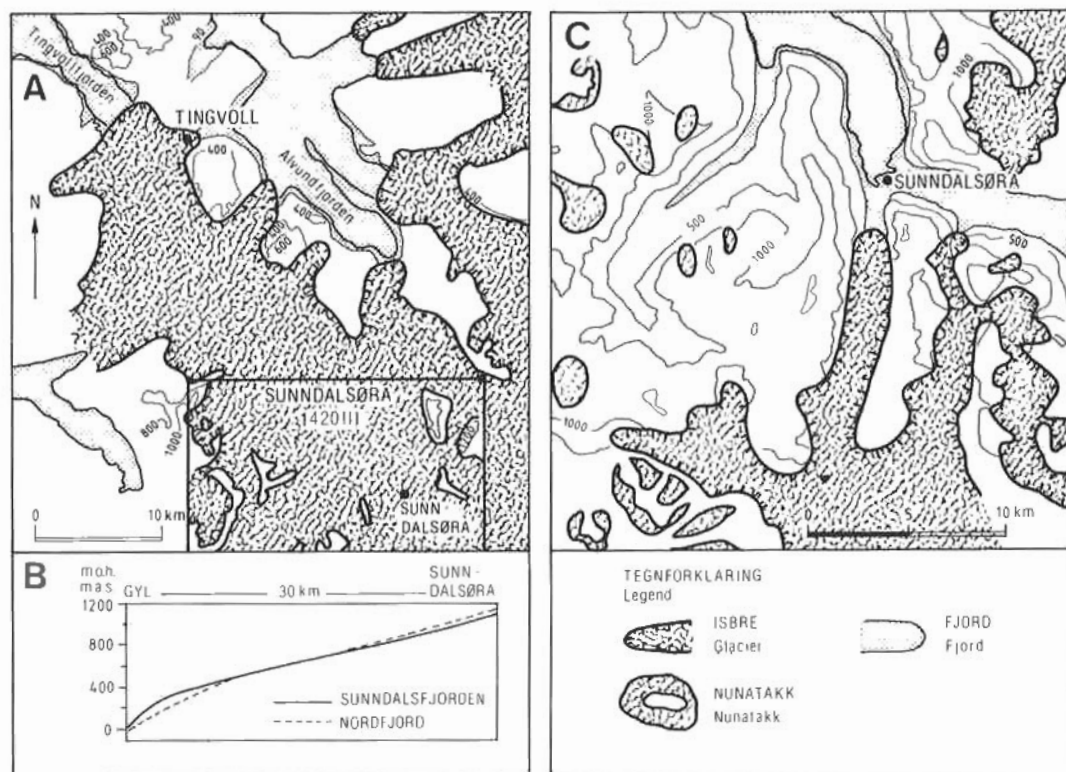


Fig. 9

A. Rekonstruksjon av isens utbredelse under Tingvolltrinnet (Follestad 1985). Nordkant av kartblad Sunndalsøra (1420 III) er antydnet.

B. Profil av isbreen i Sunndalsfjorden under Tingvolltrinnet.

C. Rekonstruksjon av isbreens utbredelse under Reinsvatntrinnet (Yngre Dryas).

A. Reconstruction of the ice margin during the Tingvoll event (Follestad 1985). The map border of the map-sheet Sunndalsøra (1420 III) is shown. B. Vertical ice profile in the Sunndalsfjord during the Tingvoll event. C. Reconstruction of the ice margin during the Reinsvatn event (Younger Dryas).

det nærmeste kan ha nådd sammen. Disse avsetningene er av Follestad (1984) antatt å tilhøre "Tingvolltrinnet" (Fig. 9 A og B). Botnmorenene som gjennomsetter disse sidemorenene ved østsiden av Fuglånnebba (788554) og ved koordinat 802527 er antatt å være betydlig seinere dannelser

Innen de høyereliggende partier av Litlekalken (785471) er det et markert område med morenemateriale og randmorener. De to vestligste randmorenene ved henholdsvis koordinatene 781460 og 779445 har en form og et forløp som best kan forklares ved botnbreer. Randmorenene ved koordinatene 787463 og 787454 som følger senkningene øst for botnmorenene, kan imidlertid vanskelig forklares ved botnbreer. Trolig er dette sidemorener avsatt av en Bretunge som her falt inn i dette daldraget fra den nordforliggende Sunndalen. Dette passer også

godt med sidemorenene langs vestsiden av Kaldfonna (811444). Denne faller fra høyeste punkt i nord ca. 1200 m o.h. til ca. 1150 m o.h. i sør. Trolig har en breoverflate med fall inn i denne dalgangen fra selve Sunndalen, bare vært av kort varighet, ettersom isskuringen ved nordenden av øvre Skarvdalsvatnet (801398) og vatn 1119 m o.h. angir isbevegelse mot nord. Randmorenen langs nordvestsiden av Dordinakken (815405) som ligger ca. 1340 m o.h. i sør, faller mot nord i samsvar med en isbevegelse mot nord. Sammen med isskuringen mot sør ved enden av øvre Skarvdalsvatnet (801398) kan dette tyde på at det i dette høydeområdet har vært en lokal platåbre. Nord for st Tøggollen (772384) er det en randmorene ca. 1350 m o.h. Moreneryggens konvekse form mot vest, tilsier også en brekul i øst. Med hensyn til denne brekulens alder, se s. 18.

Innen kartbladets østre deler er det fra Kaldfonna (818441) i nord til Vardefjell (815364) i sør tallrike randmorener avsatt av botnbreer. Særdeles vakkert utformet er randmorenene øst for vatn 1168 m o.h. (823425), vatn 1152 m o.h. (835385) og vatn 1160 m o.h. (826374). Randmorenene er her opp til 10-50 m høye, og består som oftest av et særdeles blokkrikt materiale. Med hensyn til randmorenenes alder, se s. 17.

Flere botner med markerte randmorener opptrer også innen kartbladets vestre deler. Nord for Breidtelnebb (620390) viser randmorenene foran botnene at områdets botnbreer har variert betydelig i størrelse gjennom tidene (se s. 18). Dette framgår også av randmorenene innen traktene rundt Skjorta (600477). En del av randmorenene her representerer også brebevegelser i vår tid.

Innen kartbladets søndre deler opptrer det markerte randsoner hvis utbredelse kan tilsis at de representerer et brerandtrinn - Reinsvatntrinnet (Fig. 9 C). Dette trinnet er markert av randmorener og smeltevannsløp som tilsier at det kan ha vært todelt. Den ytre (distale) delen av dette trinnet er i vest markert ved de store randdannelsene i daldraget nord for Slotthø (640348). Endemorenen ved koordinat 623362 er mot elva mer enn 6 m høy, og danner den østre begrensningen for en markert breelvavsetning. Mellom denne endemorenen og neste endemorene mot øst (630364), er det ytterligere en breelvavsetning. Sammen danner disse to randmorenene med sine distale breelvavsetninger en markert kontrast til de mer dødispregete områdene videre østover. Dette kan best forklares med en oppdemning og dannelse av en mindre frontal sjø mot de omtalte morener etter som isavsmeltingen fortsatte og bresnuten ble forskjøvet mot øst. De avsnørte og delvis begravete isblokkene framstår nå som mer eller mindre vannfylte forsenkninger (dødisgroper) i terrenget. Tørrlagte løp med varierende størrelser viser at vannet under denne fasen av avsmeltingen her rente vestover (dagens vannskille ligger ved vestenden av vatn 939 m o.h.). Det markerte randbeltet ved munningen av Blåbotn (671322) som består av 6-10 m høye og nær parallelltøpende rygger, viser brerandens fortsettelse mot sørøst. De høyestliggende smeltevannssporene langs nordsiden av Slottmassivet løper nær sammenhengende fra munningen av Blåbotn til endemorener ved koordinat 630365. Dette viser at smeltevannet har

rent ved eller like under iskanten. Gradientberegninger basert på den østligste frontavsetningen og randmorenenes opphørs punkt ved østsiden av Blåbotn (ca. 1200 m o.h.), viser at breoverflaten falt gjennomsnittlig ca. 43 m/km (over 6 km). Randavsetningene ved sørsiden av Øksendalstjørna (694385) antas å representere en nær samtidig brerand i nord. I dalgangen øst for Steinbruhøa (709390) ligger det en mindre endemorene ved koordinat 721391. Denne kan trolig korreleres med den høyestliggende breoverflaten under dette trinnet. Under og østenfor denne antatte breranden er det klare spor etter flere seinere randdannelser, hvorav randmorenene gjennom Reinsvatnets sentrale deler (695345) er de mest markerte. Ryggene er her opptil 10 m høye og løper sammenhengende 1-2 km. Disse ryggene representerer en breoverflate som ligger 200-300 m lavere enn randmorenene nevnt over. På dette tidspunktet har det vært en betydelig bresjø i Reinsvatnetområdet. Denne framgår av strandlinjene (seter) ca. 940 m o.h. langs dalsidene nord for Reinsvatnet og de to bresjødeltaene ved henholdsvis koordinatene 695344 og 691374 (se s. 18). Spor etter dette brerandtrinnet finnes også innen kartbladets sørøstlige deler. Fra området ved Purkflåa (810309) markerer brerandavsetningen ved koordinat 835308 og smeltevannsløpene fram til Raudbergsetva (780330) trinnets omtrentlige beliggenhet. De markante randmorenene (Fig. 9 C) som løper fra Raudbergsetva ved koordinat 788329 i en bue nordover til nedre Skarvdalsvatnet (783355) tilhører også dette trinnet. Disse ryggene ligger trolig noe lavt i forhold til en breoverflate for trinnets maksimale utbredelse. De er her korrelert med randavsetningene i Reinsvatnet. Er dette riktig, synes det ikke urimelig at det gjennom Skarvdalen (783363) fra de høyere liggende deler av Storekalkenområdet (780430) kan ha kommet en bre (se s. 15 og 18) som antydte. Dette forklarer også randmorenen nord for st Togkollen (772384). Denne ligger ca. 1350 m o.h. (se s. 12). Under den etterfølgende isavsmeltingen og under dannelsen av randmorenene sør for nedre Skarvdalsvatnet ble det dannet en bresjø i selve Skarvdalen (Fig. 4). Denne sjøen spores nå som strandlinjer ca. 1120 m o.h. hvilket tilsvarer passpunktets høyde ved koordinat 763364. Trolig nådde fronten for dette trinnet under maksimal utbredelse nord til Litledalens munning mot Sunndalsfjorden. Avsetningene her er nærmere omtalt under breelvavsetninger, se s. 19.

Det synes rimelig at randavsetningen ved koordinat 803472 kan være samtidig med Reinsvatn-trinnet i Litledalen.

I Virumdalen har Follestad (1985) omtalt en større brerandavsetning som følges nær sammenhengende langs Virumdalens (820573) sørside. Store markerte, blokkrike sidemorener sees her helt fram til munningen av daldraget (848550) øst for Sandvikhaugen. Langs Virumdalens nordside fortsetter de markerte randmorenene (se kartblad Stangvik 1420 IV) som et meget markert blokkbelte ved koordinat 854577. Selv om sikre spor etter sidemorener i selve Grasdalen (845532) ikke er observert etter dette randkomplekset i Virumdalen, tilsier de yngre randmorenene avsatt fra Grasdalen og markert f.eks. ved endemorenen ved koordinat 850552, at dalen var bredekket under dette trinnet i Virumdalen. Med hensyn til korrelasjon med brerandtrinnet i Litledalen, se Fig. 9 C.

I Øksendalen (681498) er det få markerte spor etter isavsmeltingen. Ved Sandbrekka (707534) er det avsatt en mindre randmorene. Denne synes nært knyttet til fjellframspringet her som utgjorde et naturlig oppholdspunkt under isavsmeltingen. Dalførets breelavsetninger er

omtalt på s. 11. Innen fjellområdene vest for Øksendalen er det dannet flere randmorener. Disse synes alle knyttet til relativt små lokale breer. Den største av disse breene lå i området ved indre og ytre Ryssdalsvatn (642511). Denne breen avsatte de markante randmorenene som nå sees ved bl.a. koordinat 632538. Her er det et randbelte som kan følges om enn noe usammenhengende, sørover til nordfronten av Ryssdalsnebb. I dalsiden vestover mot ytre Ryssdalsvatn, ligger det flere randmorener. Disse viser at breen gjentatte ganger har dannet side- og endemorener under isavsmeltingen. Liknende forhold sees også for flere av områdets øvrige botner f.eks. ved Skjorta (600476) og Trolltind (610544). Her er det også i dag breer (se for øvrig s. 18).

Flere av de højestliggende randmorenene innenfor kartbladet har frisk form uten noe særlig vegetasjonsdekke. Særlig iøynefallende er to randmorener avsatt av Vinnufonna (826495) den gang breen lå helt framme på dalskulderen (Fig. 10). Ut fra beliggenheten og høyden på flere av disse randmorenene kan de trolig være dannet på 1700-tallet. Denne sene klimaforverringen ble registrert over hele den nordlige halvkulen og kalles ofte den "lille istiden".



Fig. 10. Vinnufonna med side- og endemorener. Foto: T. Henningsen 1983.

The Vinnufonn area with glacier and marginal moraines.

Korrelasjon og datering

Med utgangspunkt i strandlinjestudier, glacialmorfologiske undersøkelser og vegetasjonsutviklingen finner flere forfattere (Sollid og Sørbel 1979, 1981, Johansen mfl. 1985, Ottesen 1985) at isavsmeltingen gjennom Sunndalsfjorden har foregått før Yngre Dryas (før 11 000 år siden). En nær samtidig brefront er antatt å være representert ved randmorenene i Virumdalen (820573), Hoås-Gikling avsetningene i Sunndalen (ca. 4 km øst for kartbladgrensen) og ved randterrassene i munningen av Litledalen (763470). Dette passer godt med karbondatering av skjell (*Mya truncata*) fra havavsetninger i Litledalen (se s. 20). Disse viser at fjorden her var isfri for 9740 ± 250 ¹⁴C-år siden, (T-4516, se Follestad 1985). Det finnes innen kartblad Sunndalsøra (1420 III) flere randmorener avsatt av lokale breer. Innen fjellområdene ved Trolltind (610544), Skjorta (600477) og Ryssdalsnebb (634503) kan randmorener dannet under maksimal lokalglasiasjon følges opp til en høyde av ca. 950 m o.h. Øst for Dordinakken (815405) og Vardefjell (815364) kan de ytterste randmorenene følges opp til en høyde av ca. 1200 m o.h. Da dagens likevektslinje ligger på henholdsvis ca. 1400 m o.h. og 1600 m o.h. i disse områdene, tilsier dette en senkning av likevektslinjen med ca. 500 m (korrigert for landhevning) under lokalbreenes største utbredelse. (Med hensyn til begrepene glasiasjonsgrense og likevektslinje, se s. 29). I Tjuvdalen (803527) og Sandvikdalen (795557) kutter tre lokalt avsatte botnmorener sidemorener som ligger ca. 1000 m o.h. (Follestad 1984). Sidemorenene er antatt å tilhøre Tingvolltrinnet (Fig. 9 A). Ettersom disse botnmorenene kan følges opp til ca. 1100 m o.h., finner Follestad (1984) at en her ut fra dagens likevektslinje på 1500-1550 m o.h., må ha hatt en senkning av likevektslinjen på minimum 400 m under botnbreglasiasjonen. En senkning av likevektslinjen på ca. 500 m passer godt med de tall som refereres for tidsperioden Yngre Dryas fra andre deler av Vestlandet (Andersen 1968, Fareth 1970, Reite 1967, Reite mfl. 1982, Vorren 1973, 1977).

Karakteristiske trekk ved områdets viktigste løsavsetninger

Det er i det følgende gitt en oversikt over om-

rådets viktigste løsavsetninger. Det er lagt vekt på å beskrive typelokaliteter som kan ha vitenskapelig/økonomisk verdi.

Morenemateriale

Av løsmassedekkene er det morenemateriale (bunnmorene) som har størst arealmessig utbredelse. Dette materialet finnes i de fleste høyreliggende daldragene. Morenematerialet er inndelt skjønnsmessig etter mektighet:

Morenemateriale, sammenhengende dekke, stedvis med stor mektighet er vanligvis 1-2 m tykt (Fig. 4). I tilknytning til randmorener kan morenedekket være tykkere, som f.eks. i de østligste delene av Vikebotn (640367) der tykkelsen er opp mot 4 m i elveskjæringen (660361). I Gaudalens sørlige fjellside (710490) er det godt utviklete ravnene i morenematerialet. Flere av ravnene er 5-6 m dype, og de er i de øverste delene av dalskråningen erodert ned til fjell. Lenger ned mot dalbunnen er det ikke observert fjell i ravnene, slik at tykkelsen på morenematerialet her kan være betydelig større.

Morenemateriale, usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen er dominerende over store områder, eksempelvis i Raudbergselvområdet (780330). Denne kartleggingsenheten går nesten alltid gradvis over i bart fjell der materialet tynnes ut, og mot tykt sammenhengende dekke der mektigheten øker. Dette er spesielt godt synlig i de østligste delene av området ved Varghaugen (630555) og Reinsvatnet (683355).

Randmorene/randsoner. Disse formelementene varierer svært både i høyde og lengde. Høyden varierer fra 1-2 m til opp mot 5 m, og lengden fra noen få hundre meter til maksimalt 4 km. De største og mest markerte ryggene er knyttet til breframstøtet i Yngre Dryas. Særlig markert er randmorenene fra dette stadium ved Øksendalstjørnene (694385) og i Reinsvatnetområdet (696350). Randsoner og randmorener kan ha noe varierende form. Som regel viser disse avsetningene klare buerformer med konkav side mot brekontakten. Avstanden mellom enkeltrygger er fra ca. 1 km til noen få meter. I noen tilfelle er morenene sammensatt av flere mindre rygger som ligger dels inntil, dels oppå hverandre. Dette siste er spesielt godt utviklet for randmorener dannet under lokalglasiasjon innen de vestligste deler av Sørkjedalen (825420) og Grynningdalen (833377).

Morenematerialets overflateformer. Morenemateriale, sammenhengende dekke, har som regel en småundulerende overflate. I enkelte tilfelle har smeltevannsløp og strandlinjer etter brede sjøer dannet erosjonsrenner og strandhakk i morenelandskapet. Dette kommer klart fram i de nordlige deler av Stordalen (637325) og på nord- og vestsiden av Reinsvatnet (683354). I nordøstskråningene til Kvanndalen (620504) og i Ryssdalen (635540) er det eksempler på ravinering og elvenedskjæring i morenedekket. Hvor morenedekket ligger i skrånende terreng, er solifluksjonstunger ofte vanlige.

Morenematerialets blokkinnhold og kornfordeling. Berggrunnen innenfor kartbladet består vesentlig av ensartede gneiser. Disse bergartene er harde og seige, og er forholdsvis motstandsdyktig mot nedknusning. Dette gir seg utslag i et høyt blokkinnhold i morenematerialet. Innen strøk med sammenhengende morenemateriale er blokkinnholdet høyest nær markoverflaten. En del av blokkene skyldes oppfrysing av materiale fra dypere liggende deler av morenedekket. De største blokkene på 1-2 m³ har kantet form, som er typisk for korttransportert materiale. Mindre blokker har kantrundet til rundet form som kan skyldes lengre bretransport, eventuelt en tidligere breelvttransport. Blokkinnholdet innenfor det usammenhengende morenedekket, f.eks. i området ved Raudbergselva (780330), er også høyt. Her ser materialet ut til å bestå av en blanding av moreneblokker og frostsprengte blokker.

Breelvvavsetninger (glasifluviale avsetninger)

Det er i området flere betydelige breelvvavsetninger. Disse er i enkelte tilfelle bygget opp til datidens havnivå, mens de i andre tilfelle alltid har vært betydelig lavere. I dag framstår disse avsetningene ofte som elveeroderte og elveomformete terrengformer. Særlig typisk er terrasser og terrasserester langs dalsidene. Disse avsetningene kan ofte overleires av seinere avsatte skredmasser og elveavsetninger. I slike tilfelle sees breelvmaterialet fortrinnsvis i tilfeldige veiskjæring, massetak osv.

Øksendalen (681498). Ved munningen av Øksendalen er det avsatt vifteformete sorterte avsetninger langs elva fra Erstadbotn (667531). Materialet i avsetningen består i hovedsak av

grov grus og stein. Blokkinnholdet i de nederste delene av viften er til dels høyt. Materialet ser ut til å være avsatt over tykt morenedekke. Tykkelsen på breelvmaterialet er maksimalt 5 m. I tilknytning til randmorenen langs vestsiden av denne dalen ved koordinat 705534 er det betydelige breelvvavsetninger under dagens elveavsetninger. Disse avsetningene viser (i nå gjenkastete snitt) skrattstilte lag med fall mot fjorden. Markante grunnvannsutslag sees i noen av snittene nedre partier. Avsetningene har liten interesse som grus-/sandressurs etter som grunnvannet står høyt. Materialvariasjonen er stor. Ved munningen av Gaudalselva (723484) ligger det mot Øksendalen en stor breelvvavsetning (Fig. 5). Denne avsetningen som når opp til ca. 200 m o.h., er i de sentrale deler kraftig erodert av Gaudalselva. I de mer enn 20 m høye erosjonskantene er det flere mindre snitt som viser lagdelt materiale med fall mot dalen. Dette vises også i et stort snitt (Fig. 5) i avsetningens østre deler. For øvrig er det i Øksendalen flere mindre terrasseformete avsetninger som f.eks. ved Fursetberget (655470) og Engan (642457). Disse terrassene viser i snitt stein- og blokkrike grusavsetninger. Sammen med terrasserestene ved Brandstad (646451) representerer disse avsetningene rester etter en dalfylling som kan ha strukket seg et betydelig stykke nordøstover i Øksendalen, kanskje helt fram til fjellnakken ved Hjellbøen (681487). Mektigheten av disse avsetningene er 5-8 m. Ved Hjellbøen viser flere mindre snitt (langs dalens nordside) at hav- og fjordavsetninger (lagdelt silt) kan ha en betydelig utbredelse. Dette bør undersøkes ved boringer. Øverst i Øksendalen er det ved Jønnstadsætra (638428) en større vifteformet breelvvavsetning. Denne viser i overflaten blokk- og steinrikt materiale.

Ryssdalen (642547). Langs Jordalselva (645555) ligger det med 4 km utstrekning en breelvvavsetning som består av vekslende lag av sand og grus. Stein- og blokkinnholdet er lavt. Tykkelsen på avsetningen er i elvenedskjæring målt til 2-2,5 m.

Kvanndalen (605505). Breelvvavsetningen i Kvanndalen er avsatt inntil en Bretunge som her falt inn i dalen fra hovedisen i Eresfjorden (ca. 3 km vest for kartkanten). Hoveddelen av materialtilførselen må ha vært med breelver langs iskanten, og fra bekker i dalsidene. I en kort periode har det vært åpent vann mellom iskanten og dalsidene. Merkene etter denne randsjø-

en finnes som strandlinje i de øverste delene av avsetningen. Ovenfor strandlinjenivået består materialet av sorterte sandlag som faller svakt med dalsidens helning. Under strandlinjenivået øker grusmengden betraktelig, mens innslaget av stein og blokk er lite. Mektigheten av massene på sørsiden av elven er anslått til ca. 3 m, mens de på nordsiden er opptil 7 m tykke.

Litledalen (752423). Ved munningen av Litledalen ligger en stor israndavsetning på tvers av dalen. Avsetningen er dannet foran en bretunge med front ved Hårstad (763464). Isranddeltaet er bygd opp til MG som ved de nedre deler av Litledalen er anslått til ca. 140 m o.h. I likhet med isranddeltaene i Sunndalen er også denne avsetningen bygd ut over hav- og fjordavsetninger (Pl. 1). Ved koordinat 763476 ble det i disse avsetningene funnet hele og tykkskallete skjell ca. 80 m o.h. Følgende skjell ble bestemt: butt sandskjell (*Mya truncata*), steinborreskjell (*Hiatella arctica*), O-skjell (*Modiola modiolus*), blåskjell (*Mytilus edulis*) og strandsnegl (*Littorina littorea*). Skjellfaunaen viser en blanding av arter med høyarktiske til lavboreale utbredelser. Dette angir at temperaturen i fjorden ikke kan ha vært lavere enn 5°C i årsgjennomsnitt (5°C er minimumstemperatur for at O-skjell og blåskjell kan formere seg, se Feyling-Hanssen 1955). Radiocarbondatering (¹⁴C-datering) av et butt sandskjell ga 9740 ± 250 ¹⁴C år (T4516). Dette viser at faunainnvandringen og oppbyggingen av isranddeltaet må ha funnet sted i tidlig pre-Boreal (se for øvrig s. 22). Seismiske undersøkelser viser at avsetningene ved munningen Litledalen (Hårstad) består av 30-40 m sand og grus. Fire km lenger sør i Litledalen mellom Linset (760440) og Dalen (756425) ligger en avsetning som sammen med de øvrige terrasserestene i dette området, kan være rester etter et større randdelta, hvis brefront kan ha ligget ved Dalen (756425). Dette passer godt med en "naturlig gradient" for en breoverflate representert ved de lavestliggende morenene i Reinsvatn-området. Avsetningene ved Dalen kan også være betinget av topografien. Dette området som ligger like over marin grense, ville være et sted hvor brefronten ville kunne ligge stabilt i noe lengre tid (Follestad 1972).

Sunndalen (802473). Ved Hoås og Gikling i Sunndalen (øst for kartblad Sunndalsøra 1420 III) er det to meget markerte israndavsetninger tvers over Sunndalen. Hoåsavsetningen som er

den vestligste og eldste av disse avsetningene, ligger ca. 10 km øst for kartkanten. Løsmasser primært avsatt under dannelsen av denne avsetningen, og den etterfølgende yngre Giklingsavsetningen, preger sammen med de seinere avsatte eroderte og transporterte løsmassene (elveavsetningene) de vestligste partier av Sunndalen. Marin grense i Sunndalen var på dette tidspunktet ca. 145 m o.h. (MG bestemt ved grensen for horisontale lag/skrålag i et stort snitt ved bruket Hoås). Ved Vinjavoll (830472) er det en betydelig sortert avsetning, i et område preget av elveavsetninger over havavsetninger (silt/leir, se Pl. 1). Snitt i avsetningen viser at materialet består av skråsiktet grus og sand med fall ut dalen. Grus og sandlagene er bygd ut over glasimarin eller marin leire. Et seismisk profil over deler av avsetningen indikerer at grus- og sandpakken maksimalt er 30 m tykk. Tykkelsen på lagpakken avtar mot øst og kiler til slutt nesten helt ut.

Virumdalen (820573) - Oppdøl (755566). Under isavsmeltingen ble en sidegrein av Sunndalsfjordbreen med tilførsler fra Virumdalen, hengende på fjellterskelen ved Oppdøl (755566) og et breelvdelta ble bygget ut i fjorden. Et større snitt (nå gjenfylt) i avsetningens østre deler viser her mot fjorden skrålag av grusig sand i vekslings med sand. Lengst nord i snittet sees et mer usortert materiale med morenekarakter. Trolig kan dette materialet antyde avsetningens begrensning mot nord som for øvrig nå er dekket av yngre havavsetninger.

Vikebotn (640367). I de midtre delene av Vikebotn er det en nær 4 km lang sammensatt breelvavsetning. Avsetningens forskjellige partier er skilt av flere markerte randmorener som løper på tvers av dalen. Disse indikerer at isen har hatt mindre stopp under tilbakesmeltingen. Tre av de østligste ryggene har virket som demning for materialet mellom ryggene. Avsetningen lengst vest i dalen er bygd ut i et lite vatn 908 m o.h. (610364) som har virket som sedimentasjonsbasseng. De østligste delene av avsetningen bærer preg av dødislandskap, med uregelmessig overflate, dødisgroper, smeltvannsløp og breelvdedskjæringer. Mektigheten av massene er vanskelig å anslå. I elvededskjæringen ved koordinat 625363 er de ca. 7 m. Fra koordinat 639366 til koordinat 652365 ser mektigheten ut til å være større.

Skarvdalen (783363). Det er her to mindre bre-

elvvavsetninger bygd opp av smeltevannet som har fulgt Raudbergselva vestover til Skarvdalens munning. Den mest markerte avsetningen ved koordinat 773334 domineres i overflaten av stein og grus. Flere fjellblotninger stikker opp av massene og antyder liten mektighet. Den minste av avsetningene (783326) ligger i nær tilknytning til markerte smeltevannsløp. Den viser i overflaten overveiende sand. Avsetningen ved koordinat 835315 er bygd ut i kontakt med breen som har ligget i Raudbergsdalen. Avsetningen består hovedsakelig av godt sortert sand med enkelte gruslag. Stein- og blokkinnholdet er lite. Tykkelsen på massene er anslått til ca. 10 m.

Elve- og bekkeavsetninger (fluviale avsetninger)

Elveavsetningene er for det vesentligste dannet ved erosjon av breelvvavsetninger, skredavsetninger og morenemateriale.

Virumdalen (820570). Elve- og bekkeavsetningene er her overveiende erodert fra områdets skred- og moreneavsetninger. Ved koordinat 810579 har særlig tallrike flom- og snøskred langs Virumdalens sørside bygget opp flomskredvifter mot dalbunnen. Mindre snitt i dagens elve- og bekkeavsetninger viser her et kantrundet, lite sortert materiale. Vest for Nerdal (845567) demmer en morenerygg dalen. Dette sammen med stor tilgang på løsmasser har gitt elva et meanderende løp. De gamle elvesengene er her nå ofte gjengrodde myrer.

Elveavsetningene i *Sunndalen*, *Litledalen* og *Øksendalen* er vesentlig erodert av breelvvavsetninger og fra dalgangenes ras- og skredavsetninger. De finkornige hav- og fjordavsetningene ble under landhevingen erodert, transportert og akkumulert på større vanddyp.

I *Sunndalen* (802473) og *Litledalen* (752423) har israndavsetningene hatt stor betydning for sedimentfordelingen i dalene. Fra isranddeltaene og nedover i dalene har disse avsetningene virket som kilde for sedimenttilførselen. Oppstrøms har de imidlertid virket som demninger under perioder med høyere havnivå. Først når de mellomliggende senkningene var oppfylt eller gjennombrutt under landhevingen, ble massene ført videre nedover i vassdragene. I *Sunndalen*, *Litledalen* og *Øksendalen* (681498) ble havnivået fra isavsmeltingstiden til nåtid senket henholdsvis ca. 145 m, ca. 135 m og ca.

120 m. Dette har medført at betydelige masser har blitt "flyttet" gjennom denne landhevningssfasen. Hvor disse elvene nådde "havet", ble elvedeltaer bygget opp, og seinere gjennomskåret (Henningsen og Follestad 1981). Dette sees nå som terrasser og terrasserester langs dalene. Dette materialet kan ofte vanskelig skilles fra breelvvavsetninger (s. 19). Som vist på kartet, har særlig Driva i Sunndalen meandrert fra dalside til dalside. Flere elveløp er dannet og avsnørt fra dagens løp. Disse tidligere løpene vil under flomperioder igjen kunne virke som løp. Materialet i disse "gamle" elveløpene består vesentlig av sortert og godt rundet stein, med sand og grus mellom steinpartiklene. Denne materialsammensetningen er omtrent identisk med det en nå finner i elveløpene. Seismiske profiler fra Sunndalen og Litledalen og borehull fra Sunndalen, sammen med blotninger i flere elveterrasser viser at elveavsetningene er bygget ut over hav- og fjordavsetninger. Mektigheten av elve- og bekkeavsetningene varierer meget.

Ved fjordendene har dagens elver bygget ut deltaer mot Sunndalsfjorden. I motsetning til deltaet ved munningen av Øksendalen som er påvirket av marine prosesser, er deltaet på Sunndalsøra et eksempel på et elvedominert delta. Flere elvekanaler på deltaflaten viser her hvordan elvene har endret løp etter hvert som deltautbyggingen har skjedd. Ved utløpet av Driva finnes kanalmunningsbarer (Fig. 11 A). Dette er sand avsatt ved at elver mister sin energi når de kommer i kontakt med havet. I perioder med liten erosjon av kanalmunningsbarene, har elvene erodert i deltafronten, og flere undersjøiske elvekanaler kan følges utover deltafronten til dypere vann. I prodeltaet avsettes sandig silt og i deltaskråningen materiale i suspensjon. Etter hvert som deltaet utvikler seg, vil elvekanalene fylles igjen med tilførte løsavsetninger. Sedimenter som avsettes i et delta kan inneholde opptil 60-70% vann (Bjørlykke 1983). Ved boring etter vann på deltaflater og i tilknytning til gamle elvekanaler kan dette gi store grunnvannsmengder. Sannsynligvis er det slike gamle elvekanaler som har blitt oppfylt med sedimenter ved koordinat 785486 (Sjølandsøra). Dette kan nå muligens bli et framtidig grunnvannsreservoar for Sunndalsøra.

Hav- og fjordavsetninger (marine avsetninger)

Hav- og fjordavsetningene ligger i dalførene

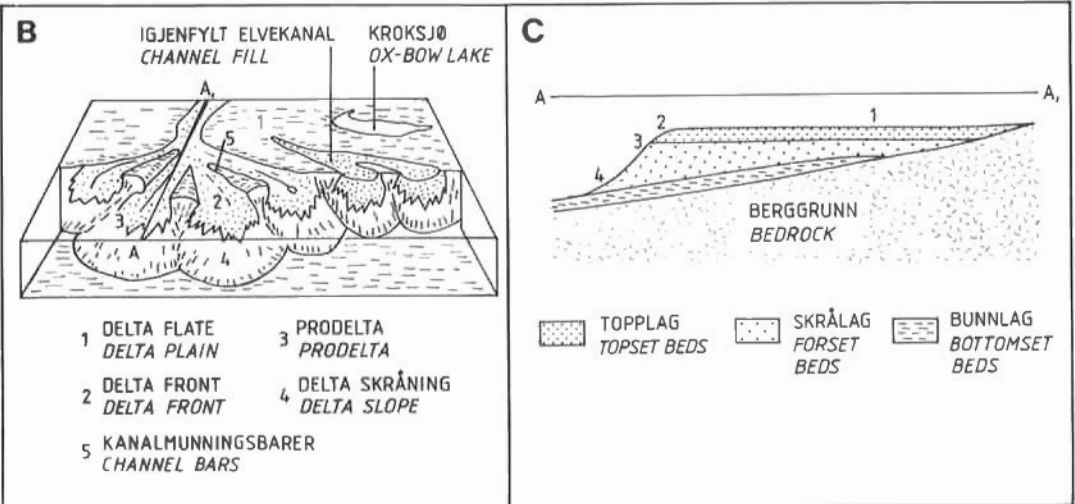
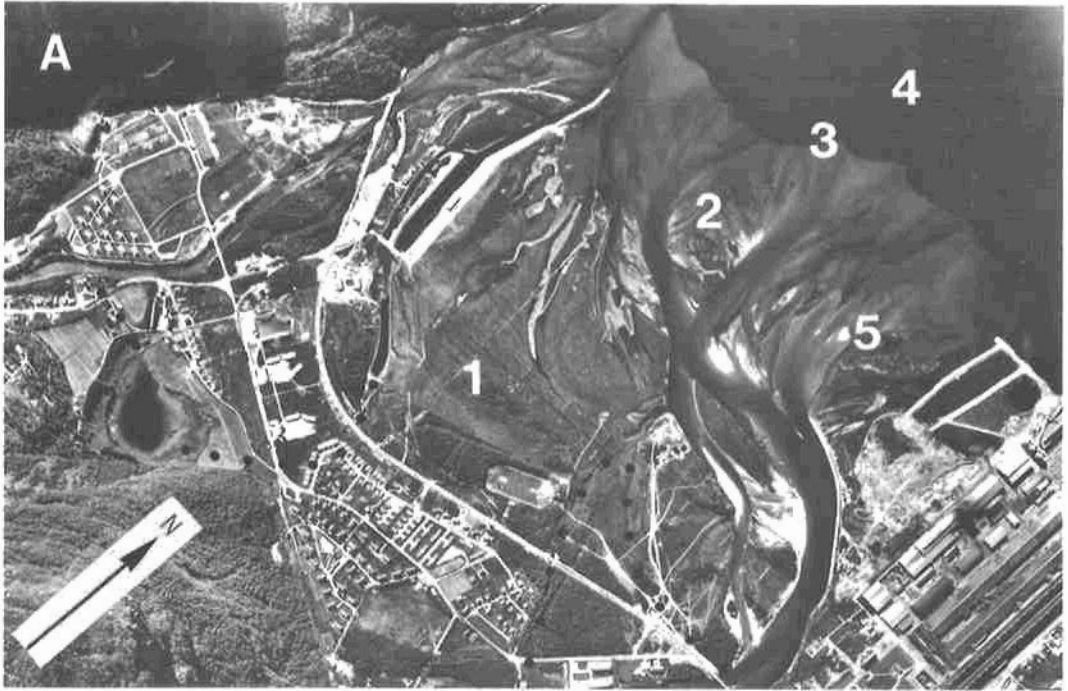


Fig. 11
 A. Flyfoto av deltaet på Sunndalsøra. Stiplingen angir gamle elveløp på deltaflaten. (1) deltaflaten, (2) delta front, (3) prodelta, (4) delta skråning og (5) kanalmunningsbarer. Foto: Fjellanger-Widerøe A.S., etter tillatelse.
 B og C. Skjematiske framstilling av et elvedominert delta (etter Bjørlykke 1983).

A. Aerial photo of the delta at Sunndalsøra. The dotted lines show old fluvial channels on the delta. (1) delta plain, (2) delta front, (3) prodelta, (4) delta slope (5) channel bars. B and C. Schematic illustrations of a fluvial dominated delta.

som under og like etter isavsmeltingen var som forlengede fjordarmer. Avsetningene når opp mot 80 m o.h. enkelte steder, slik at (de marine) avsetningene ligger fra 20 til 60 m under MG. Dette skyldes at på mindre vanddyp har strøm-

hastigheten vært så stor at slike finkornige sediment ikke har blitt avsatt. Hovedsakelig stammer hav- og fjordavsetningene i dalene fra isavsmeltingen og tiden like etterpå. Dette har satt sitt preg på kornsammensetningen ved et

betydelig sandinnhold i ellers siltig/leirige masser. I noen tilfelle kan også grus, stein og blokk forekomme, noe som kan indikere at dette materialet er isfjell-droppet (eller transportert med fjordis/isingang i elver). Mellom *Oppdøl* (755566) og *Ålvundeid* (like nord for kartkanten) er hav- og fjordavsetningene blottet i flere mindre bekkeløp og raviner med små utglidninger. Massene består av tilnærmet horisontalt liggende lag av finsand som veksler med lag av siltig leir. Nærmere *Oppdøl* avtar sandinnholdet, samtidig som silt- og leirinnholdet øker. I *Sunnaldalen* og i munningen av *Litledalen* er de marine avsetningene sterkt erodert av elvene. Avsetningene finnes her eksponert i terrasseskråninger med breelv- eller elvemateriale over. I noen tilfelle er avsetningene dekt av ras- og skredmateriale. Seismiske profiler fra deler av *Sunnaldalen* og *Litledalen* indikerer at under breelv- eller elveavsetninger ligger betydelige lagpakker med hav- og fjordavsetninger. Tykkelsen varierer fra omtrent 60 m i selve *Sunnaldalen* til minst 500 m på *Sunnalsøra* (Hillestad 1984).

Strandavsetninger (marine strandavsetninger)

Strandmateriale er registrert i to mindre områder. Det ene ligger omtrent en km nord for *Storvikneset* (748526). Avsetningen har sannsynligvis opprinnelse i morenemateriale. Materialet består av sortert grus. Steininnholdet er lavt, og blokker mangler helt. Tykkelsen er anslått i felt til ca. 0,5 m. I munningen av *Litledalen* ved koordinat 763478 ligger den andre strandavsetningen i tilknytning til isranddeltaet. Materialet består av sortert grus i vekslings med tynne lag av sortert sand. Avsetningen bærer tydelige preg av omvasking av breelv- eller elveavsetninger. Tykkelsen på lagpakken er ca. 2 m, og mot de underliggende avsetningene er det en gradvis overgang.

Forvittringsmateriale/blokkhav

Forvittringsmateriale i form av blokkhav dekker betydelige deler av fjellområdene over 1400-1500 m høyde. Dannelsen av forvittringsmateriale i disse høydene skyldes mekanisk nedbrytning av berggrunnen ved frostsprengning. Materialet har derfor sin opprinnelse i berggrunnen på stedet. I flere tilfelle er det eksempler på at morenemateriale i disse høydene også kan være forvitret. Her kan andre bergarterstyper som f.eks. glimmerskifer og sand-

steiner som dominerer i *Dovrefjellsområdet* være brakt på plass av isen og så forvitret. Kornstørrelsen og formen på kornene har nær sammenheng med berggrunnen. Forvittringsmaterialet innen gneisområdene er som regel utpreget skarpkantet, og materialet består vesentlig av blokk. Mellom blokkene er sand- og grusfraksjonen dominerende (Fig. 12 A). Tykkelsen på materialet varierer. Ofte ligger de forvitrede feltene i tilknytning til oppstikkende berggrunnspartier, slik at mektigheten er under 0,5 m. Mellom *Glennfjellet* (625470) og *Ryssdalsnebb* (634503) er det eksempler på at tykkelsen av forvittringsdekket er over 1 m. I området der grov glimmerskifer finnes, er kornstørrelsene noe mindre, men også her er forvittringsmaterialet dominert av blokk. Tiden for dannelsen av forvittringsfeltene har vært mye diskutert. *Dahl* (1961) og *Sollid og Sørbel* (1979) mener at forvittringsområdene på *Sunnmøre* er dannet under nunatakfasen under siste istids maksimum (se for øvrig s. 14).

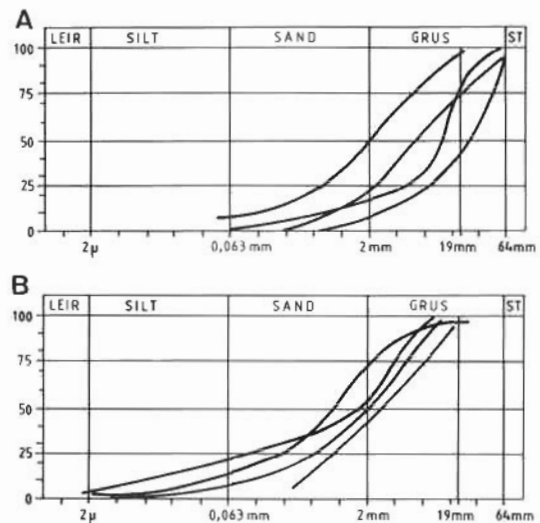


Fig. 12

A. Kornfordelingskurver for forvittringsmateriale.

B. Kornfordelingskurver fra skredmateriale.

A. Grain-size distribution for weathering material.

B. Some typical grain-size distributions from scree deposits.

Ur (talus)

Dette er avsetninger som er dannet ved steinsprang fra fjellsidene. Årsak til steinsprang er vanligvis frostsprengning. Materialet avsettes ofte som vifter eller kjegler der aktiviteten av steinsprang er hyppigst. På slike steder blir ma-

teriale ofte sortert. Det groveste materialet avsettes lengst ned mot dalbunnen. Oppover avsetningen blir materialet gradvis finere. Etter hvert som avsetningen utvikler seg, blir hullrommene mellom de største partiklene igjenfylt av finere materiale. Dette materialet stammer

dels fra selve prosessen og dels fra forvitring av materialet. Større og godt utviklete urer ligger i daldraget nordøst for Storekalken (786432), Fig. 13. Ellers finnes godt utviklete urer ved foten av Hovsnebbå mellom koordinatene 775550 og 781499.



Fig. 13. Urer i daldraget nordøst for Storekalken (786432), ca. 800 m o.h. Foto: B. Follestad 1983.

Talus deposits in the valley northeast of Storekalken (786432).

Skredmateriale

Skredmateriale har stor utbredelse langs dal- og fjordssidene. De fleste avsetningene har karakteristisk vifteform, og er som regel bygd inntil hverandre slik at de danner en sammenhengende avsetning ved foten av fjellssidene. Under avsetningen av skredmateriale er det ofte flere prosesser som har virket, f.eks. snøskred, massestrømmer og flomskred. Snøskred er en viktig prosess for dannelse av skredavsetninger. Selv om snøskred løsner i fjellside med lite løsmasser, blir akkumulasjonen av løsmasser betydelig gjennom flere tusen år. De best utviklede skredavsetningene ligger i tilknytning til bekkeløp eller rasskar i fjellet. I slike tilfelle dannes flomskredvifter. Overflaten på denne type vifter er alltid karakterisert av et eller flere bekkeløp. I likhet med uravsetningene får også skredviftene en sortering med det groveste ma-

teriale nederst på viftene. Overflaten er ofte dominert av stein og blokk fordi det finere materiale vaskes nedover ved overflateavrenning. Under overflaten kan materialet variere fra silt til stein og blokk med sand og grus som de dominerende kornfraksjonene (Fig. 12 B). Den fineste fraksjonen har muligens sin opprinnelse i forvittringsmateriale og i enkelte tilfelle også morene som er nedrast og blitt iblandet grovere materiale (Fig. 14).

Torv- og myrdannelser (organisk materiale)

Betingelse for myrdannelse er at produksjonen av organisk materiale er større enn nedbrytningen. De største myrene innen kartbladet ligger i Erstadbotn (667531). Myrene er topogene, dvs. at de er betinget av terrengformen. Mektigheten av torvakkumulasjonen er maksimalt 1,5 m.



Fig. 14. Skjæring i skredvifte ved koordinat 779484. Skredmateriale (Sk) er bygd ut over elveavsetninger (syd for Sunndalsøra). Foto: T. Henningsen 1984.

Section in the scree fan located at UTM 779484. The scree material (Sk) overlies the fluvial deposits.

Humusdekkeltynt torvdekke over berggrunn

Dette er lite omdannet organisk materiale. Humusdekket finnes som et tynt teppe over fjellgrunnen og over morenematerialet.

Oppfølgende undersøkelser

Geokjemiske undersøkelser

TORMOD HENNINGSEN

Norges geologiske undersøkelse, Boks 3006, 7002 Trondheim

I Kvanndalen (605505) og Ryssdalen (642547) ble det observert flere større og mindre felter med særegen artsfattig og død vegetasjon (Fig. 15 A). En fikk mistanke om at feltene kunne skyldes naturlig forgiftning fordi feltene ligger i tilknytning til grunnvannsframspring (Fig. 15 B). Jord- og vegetasjonsprøver ble analysert på 33 forskjellige grunnstoffer. Analyseresultatene viser normale verdier for alle elementene unntatt aluminium som har høye verdier både i jord- og vegetasjonsprøvene. Gjennomsnittsverdiene for aluminium i de prøvetatte forgiftningsfeltene er ca. 2% i jordprøvene og ca. 7%

for vegetasjonsprøvene omregnet til tørrstoffprosent. For prøver tatt utenfor forgiftningsfeltene er prosentfordelingen i gjennomsnitt henholdsvis 0,5% og 2% (Henningsen og Bølviken 1985). Overflaten på en fjellblotning i Kvanndalen viser usedvanlig kraftig forvitring av feltspater. På foliasjonsoverflaten er partier med feltspat forvitret bort, og hull som er 2-3 cm i diameter og 1 cm dype er etterlatt. Forvitring av feltspat (plagioklas) i løsavsetninger eller berggrunnen under forgiftningsfeltene, kan gi aluminiumrike konsentrasjoner. Dette synes rimelig etter som den store avstanden sammen med framherskende vindretninger, ikke sannsynliggjør transport fra aluminiumsverket på Sunndalsøra.

Grunnvann

GAUTE STORRØ

Norges geologiske undersøkelse, Boks 3006, 7002 Trondheim

Høsten 1984 ble det igangsatt en undersøkelse for å kartlegge mulighetene for en grunnvannsforsyning til Sunndal kommune (Andersen, A. B. 1984). Sjølandsøra (ved koordinat 785486)

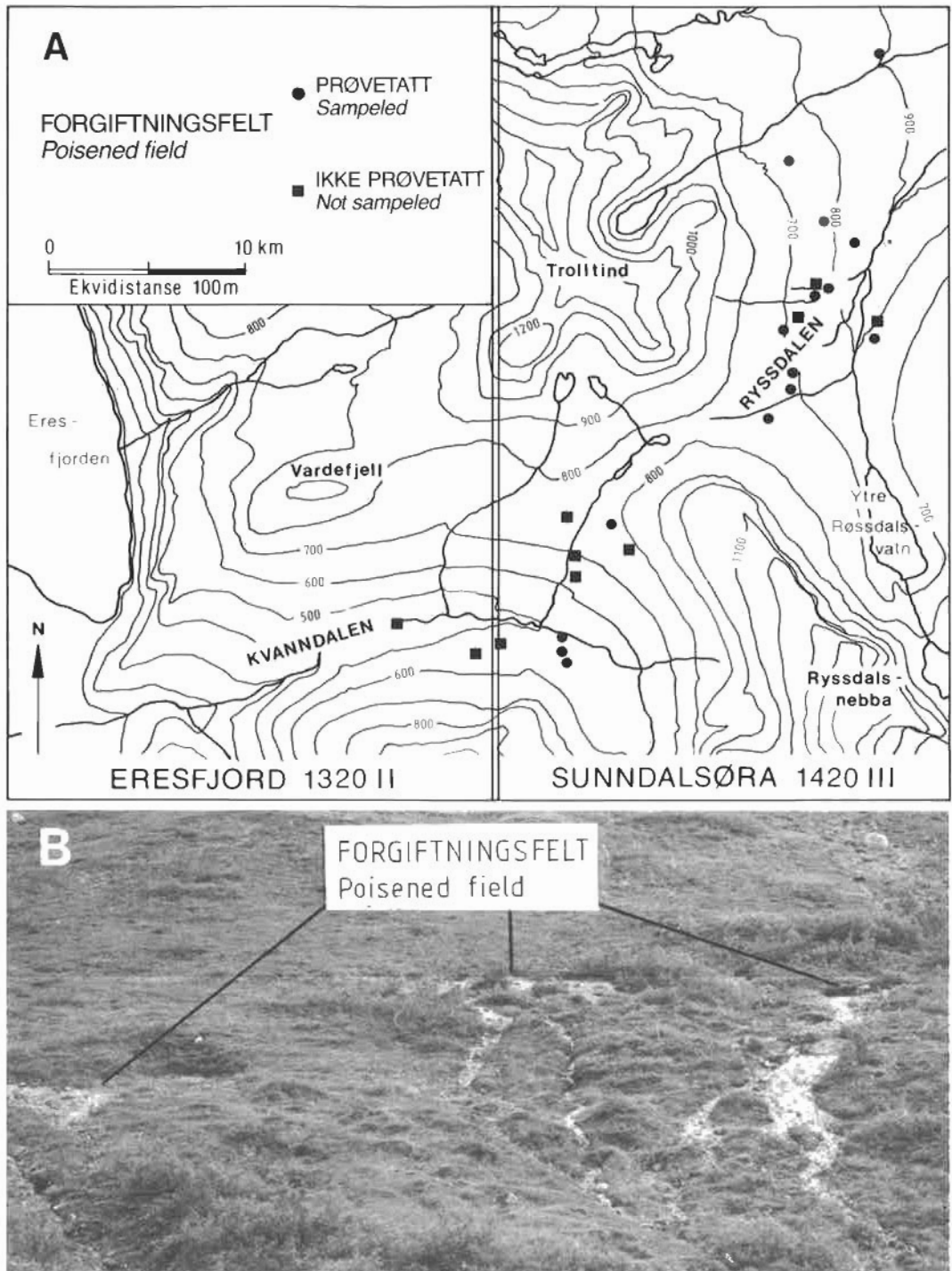
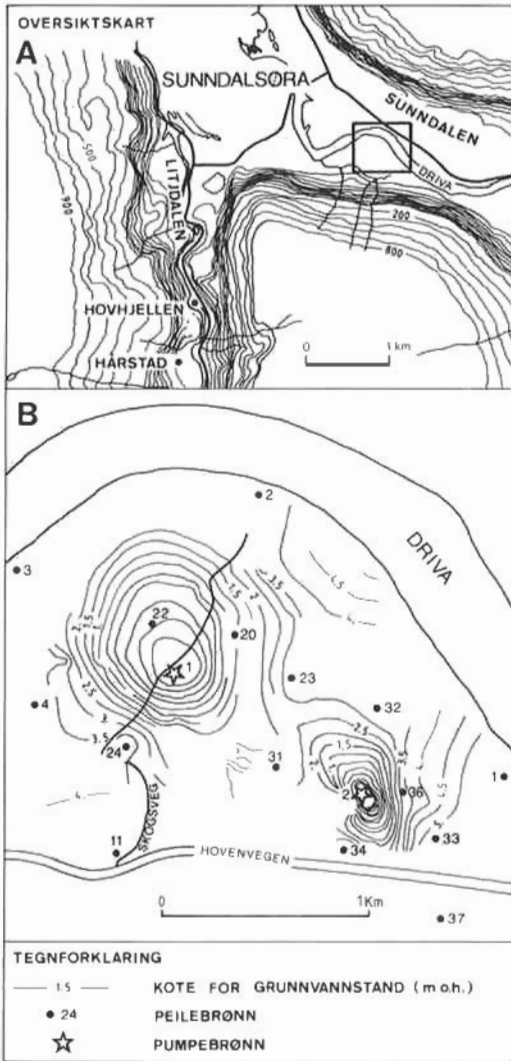


Fig. 15

A. Kart med lokalisering av aluminiumsforgiftete felter (grense til kartblad Sunndalsøra er markert).

B. Naturlige forgiftningsfelter med "død" vegetasjon i Kvanndalen (605506)

A. The map shows the localities of poisoned fields. (mapborder of Sunndalsøra is indicated). B. Poisoned fields in the Kvanndalen area (605506).



GRUNNVANNS - KOTEKART SJØLANDSØRA.
SAMKJØRING AV BRØNN 1 OG BRØNN 2.

Fig. 16. Oversiktskart med prøvebrønner (A) for Sunndal kommunes vannverk. Senkningstrakter for to prøvebrønner er vist (B).

Locality (A) of the groundwater wells at Sunndalsøra. The drawdown of two test wells are indicated (B).

ble funnet egnet for grunnvannsuttak (Fig. 16 A). Etablering av produksjonsbrønn ble igangsatt våren 1985. Et forenklet bilde av sedimentfordelingen i en prøvebrønn er vist på Fig. 17, mens Fig. 16 B gir et inntrykk av senkningstrakter for to brønner under prøvepumping.

Grusregister

Det er for Møre og Romsdal fylke utarbeidet et

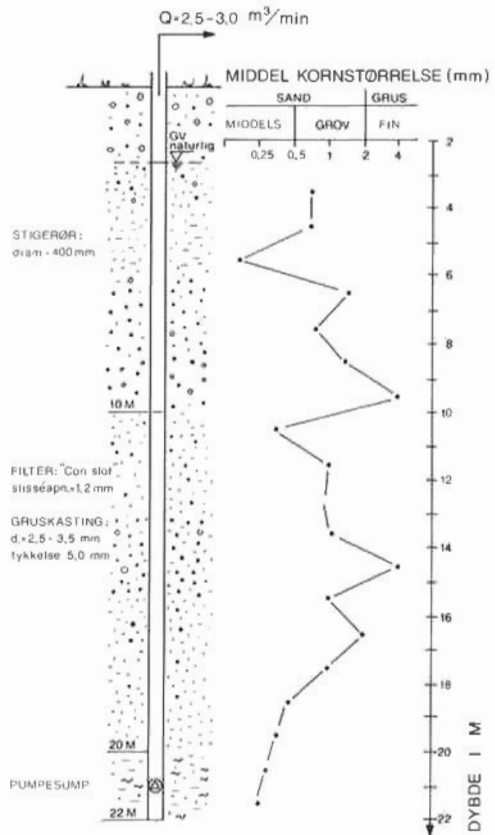


Fig. 17. Snitt av en prøvebrønn (*1 på Fig. 16 B) med kornfordeling.

Sketch of test well (*1 at Fig. 16 B) with grain size distributions.

“Grusregister“ i nært samarbeid med Fylkeskartkontoret (Statens kartverk). Statens Vegvesen har gitt bidrag til registeret.

Sand- og grusressurskart Sunndalsøra

Innen kartbladet Sunndalsøra er det registrert 25 sand- og grusforekomster. Disse er kartframstilt og framgår av Pl. 1. Materialsammensetning og noen bruksformer er vist på vedlegget. I selve Sunndalen er det en rekke store sand- og grusavsetninger. Vinnavoll, forekomstnr. (fnr.) 22 og forekomstene ved fnr. 23 er her de viktigste. Det er her beregnet et volum av grusig sand og mer ensgradert sand til henholdsvis 1,7 og 4 mill. m³. De aktuelle arealene er dyrka mark, men de er ikke bebygde. I Litledalen er Drihjelten, fnr. 33 (764476), den viktigste grusressursen. Her er volumet sandig (øverst også steinig) grus stipulert til 4 mill. m³. Dette an-

slaget er basert på en midlere mektighet på 20 m. Det er ingen åpenbare arealkonflikter i området. Vegvesenets undersøkelser har, som NGU's bergarts- og mineralkorntellinger, vist at det er et heller høyt innhold av svakt steinmateriale i avsetningen. Innhold av fri-glimmer er høyt i sandfraksjonen. I Øksendalen er de viktigste sand- og grusressursene de to elveviftenene ved Gaudøla, fnr. 26 og 28, med henholdsvis 1,3 og 1,6 mill. m³. Materialet i de store elveslettene lenger ned i dalen, fnr. 25, er antatt å bestå hovedsakelig av sand. Volumet er stipulert til ca. 5 mill. m³. Eventuelle uttak vil her lett kunne komme i konflikt med andre interesser f.eks. jordbruk. Bergarts- og mineralkorntellingene viser at innholdet av svake bergartskorn og fri-glimmer i sandfraksjonen innen de avsetninger som omfattes av dette kartbladet, er under de verdier som vil redusere materialets egnethet til høyverdige betongformål (unntatt er fnr. 33 slik som omtalt ovenfor).

ETTERORD

Feltarbeidet innen kartblad Sunndalsøra (1420 III) ble startet i 1981 av B. A. Follestad og O. Furuhaug (NGU) med T. Henningsen og J. Landvik (begge fra Universitetet i Bergen) som feltmedarbeidere. Feltarbeidet i 1982-83 ble utført av B. A. Follestad med T. Henningsen som medarbeider. G. Hillestad er ansvarlig for de seismiske målingene på land. G. Grønli, B. Svendgård, L. Holiløkk og A. Haugan har hatt ansvar for tegning, reprografi og trykking av figurer og karter/plansjer. D. Bøe, A. J. Reite og B. Sturt har gjennomlest manuskriptet og gitt verdifulle kommentarer. Alle takkes for godt samarbeid.

Summary

The map sheet Sunndalsøra covers the area of the inner part of Sunndalsfjorden in the region known as Nordvestlandet (Fig. 1). The bedrock geology consists mainly of layered gneisses of Precambrian age. However, there are a number of narrow zones of amphibolite, garnet ferrous schists and gneiss which are considered to represent a westward extension of the Caledonian rocks of the Trondheim Region (Fig. 6). The landscape is characterized by deep U-shaped valleys, and the mountains rise to over 1800 m a.s.l.

Glaciation and deglaciation

About 20,000 years ago, inland ice covered the continental shelf (Fig. 2 A). The ice movement in the Sunndal area was towards the NW. This movement direction is the oldest which can be

recognized and is correlated with a regional movement registered throughout Vestlandet (Fig. 8). There has also been some discussion as to whether the extensive weathering of rocks on the highest peaks can be taken to indicate a lack of ice cover during the maximum glaciation. Radiocarbon dating of shells in the Møre region indicates that the retreat of the inland ice occurred approximately 13,000 years ago. This resulted in a reduction in the amount of ice, and as a consequence the ice movements were directed by the local topographic relief along the valleys and fjords (Fig. 8). A series of lulls during the ice melting can be recognised. Shells in a marked ice-margin, in the Tingvoll area, have been dated to about 12,000 years B.P. (Fig. 9). Lateral moraines in Haremsdalen (804435) and Sandvikdalen (795560) can be correlated with ice margins in the Tingvoll area. During the *Tingvoll Stage*, the ice in the fjord retreated rapidly. End moraines and ice margin deltas that can be related to ice stages are recognized in Virumdalen (820573), Sunndalen (855465), Litledalen (762470), Skarvdalen (783349), Vikebotn (621364), Reinsvatnet (696350). Radiocarbon dating of shells from Litledalen yielded a date of about 9,700 years B.P., indicating that these deposits were formed during the early Pre-Boreal/(late Younger Dryas ?). At this time the ice movement was very much controlled by the local topography.

Local Glaciation. During the period of cold climate in the Younger Dryas, the glacial limit decreased some 450 m.

Superficial Deposits

Tills are classified into two units according to their thickness. The marginal moraines are shown separately because of their great significance in interpretation of the deglaciation (see legend). The till is unsorted and contains a considerable quantity of large blocks (Fig. 4).

The glaciofluvial deposits are concentrated in the valleys. The material, which is generally derived from the tills, contains a high amount of cobbles and boulders (Fig. 5).

The fluvial material, deposited along the present streams, is derived from the glaciofluvial deposits, the till and the marine deposits. The fluvial material is well sorted, (Fig. 11).

The marine deposits occur beneath the marine limit in the valleys. The material, which consists of silt and clay with some sand, occurs beneath the glaciofluvial and the fluvial deposits.

The marine shore deposits have only a minor development within the map sheet.

Weathering material and block fields, which are mainly a product of physical weathering (frost weathering) of the bed-rock, cover large mountains areas above 14-1500 m a.s.l. (Fig. 7).

Talus occurs on steep slopes and consists mainly of frost wedged stones and boulders (Fig. 13).

The scree material, which consists of weathering material and till, has been deposited by snow scree, mudstreams and floods. The scree deposits are characterized by their fanforms (Fig. 14).

The organic deposits are generally small and most common in basins or depressions in the highland areas where they (mostly bogs) are underlain by till.

Geochemistry

In the northwestern part of the map sheet, there are coregular areas of poisoned ground, which are the results of a high concentration of aluminium in the soil (Fig. 15). The affected areas are related to groundwater springs and seepage zones in the valley, the aluminium is considered to be dissolved or transported as a colloid in the groundwater. The poisoning would thus not appear to be explained by the aluminium industry at Sunndalsøra, but to be more probably a result of the chemical weathering of e.g. plagioclase feldspar.

Sand and Gravel deposits ("Grusregister")

A short account is given concerning the potential for gravel and sand.

Tillegg

UTFØRELSE

Det kvartærgeologiske kartet med beskrivelse er et resultat av litteratur- og flybildestudier, samt oppfølgende feltarbeid og etterfølgende laboratorieanalyser av innsamlet materiale.

Definisjoner

Glasiationsgrense: angir nedre høydegrense for fjell hvor breer kan dannes (Andersen 1968). Fjelltopper med breer ligger over denne grense, mens fjelltopper som ligger under denne grense ikke har breer. *Likevektslinje*: angir grensen mellom akkumulasjon og avsmelting (ablasjon) på en bre (Paterson 1980). På gunstige steder blir sidemorenene avsatt like under likevektslinjen (Andersen 1968). Ifølge Liestøl og Østrem (1964) ligger dagens glasiationsgrense på 1700 m o.h. i kartbladets nordvestlige del, og stiger til 1850 m o.h. i den østlige delen av kartbladet. Likevektslinjen ligger innenfor det samme området 1400 m o.h. i kartbladets NV-lige del og stiger til 1600 m o.h. i SØ.

Feltarbeid

Kartleggingen er foretatt etter retningslinjer utarbeidet ved NGU i perioden 1970-1980. Feltregistreringene er for det meste inntegnet på flybilder og manuelt overført til kart. Under feltarbeidet er det samlet inn opplysninger om avsetningenes karakteristiske overflateformer og oppbygging i den grad dette framgår på overflaten og i skjæringene. Den øvre del av løsmassene er dessuten vurdert ved hjelp av stikkbor og spade ned til ca. 1 m dyp. Opplysninger om mektighet og lagfølge har en fått for det meste fra nedskjæringer. Myrddyp er bestemt med stikkbor. Som dokumentasjon, og til støtte for kartleggingen er det samlet inn jordartsprøver. Disse prøvene er for det meste tatt i skjæringer og massetak på dybder fra ca. 1 m til 2-4 m. I enkelte tilfelle har det vært mulig å ta prøver fra inntil 15-20 m dyp.

Kornfordelingsanalyser

På de innsamlete jordartsprøver er det utført kornfordelingsanalyser i henhold til Statens vegvesens analyseforskrifter. Av praktiske årsaker er kun materiale mindre enn 19 mm analysert. Statistiske parametre og kornfordelingskurver er beregnet for alle prøvene. Dette materialet ligger lagret i NGU's databank i Trondheim, og utskrifter kan fås på forespørsel.

Geokjemiske analyser

Geokjemiske analyser er utført på en del av de innsamlete jordartsprøver. Materiale mindre enn 0,18 mm ble sikket ut med nylossikt og syrebehandlet (HNO₃, 1:1) i tre timer ved 110 °C. Følgende metaller er bestemt ved atomabsorpsjon i syreuttrekket: Pb, Cu, Co, Ni, V, Cd, Ag, Mn, Fe.

Bergartsbestemmelser

Bergartsinnholdet i løsmassene er bestemt i fraksjonen 8-16 mm mens glimmerinnhold er bestemt i fraksjonene 0,125-0,25 mm og 0,5-1 mm. I hver prøve er det talt 100-150 fragmenter/korn.

Rundingsanalyser

Når en isbre eller rennende vann transporterer løsmateriale, vil de enkelte bergartsfragmentene bli slitt og avrundet, de større raskere enn de mindre. Rundingsgraden fragmentene vil de enkelte bergartsfragmentene bli slitt og avrundet, de større raskere enn de mindre. Rundingsgraden fragmentene oppnår er et mål for transportmiljø og transportlengde. Analysene foretas på fragmenter med omtrent lik størrelse, og på bergarter som er omtrent like motstandsdyktige mot slitasje (ikke skifrige). Rundingsanalyser er foretatt i felten på 3-6 cm fragmenter av grunnfjellsbergarter. 100 fragmenter ble analysert på hver lokalitet. Fragmentene er inndelt etter rundingsgraden i fire klasser etter visuelle kriterier (Bergesen 1964): kantet, kantslitt, rundet og godt rundet. Ved om-

tale av materialet i en avsetning er det den dominerende klasse som framheves.

Seismiske målinger

Impulser fra sprengladninger eller kraftige slag forplanter seg med ulik hastighet i løsmasser og bergarter. Ved å plassere geofoner (spesielle mikrofoner) i forskjellige avstander fra skuddpunkter langs en profillinje kan bølgenes gang gjennom avsetningene bestemmes. De seismiske hastighetene i løsmasser øker med økende vanninnhold og pakningsgrad. Det er derfor relativt enkelt å bestemme dyp til grunnvannspeil og til fjell. Løsmasser under grunnvannspeilet vil i vannmettet tilstand gi omtrent samme hastighetsområde for nesten alle avsetningstyper. Til orientering er det under gitt noen generelle hastighetsgrenser for vanlige avsetningstyper:

Over grunnvannspeilet:
Sand 200 - 1 400 m/s
Grus 300 - 1 100 m/s
Morene 700 - 1 500 m/s
Under grunnvannspeilet:
Sand 1 400 - 1 700 m/s
Grus 1 100 - 1 700 m/s
Leire 1 100 - 1 800 m/s
Morene 1 500 - 2 800 m/s
Fjell 4 000 - 6 000 m/s

Boringer

Sonderboringer i løsmassene foretas ofte i forbindelse med seismiske målinger dels som støtte for tolkning av seismikken, dels for å angripe problemstillinger som seismikken alene ikke kan gi entydig svar på.

LØSMASSENES ANVENDELSE EKSEMPLER PÅ BRUK AV KVARTÆRGEOLOGISKE KART

Løsmassenes bruksegenskaper avhenger av flere faktorer. De enkelte partiklene kan bestå av bergartsstykker, mineraler eller organisk materiale. Partiklenes kornstørrelse, kornform og forvirringsgrad er av stor betydning for bruksegenskapene. I tillegg virker løsmassenes mektighet, pakningsgrad og bæreevne og de hydrologiske forhold inn på anvendelsesmulighetene. For å få god oversikt over alle disse faktorenes betydning er det som regel nødvendig med oppfølgende detaljundersøkelser. Løsmassene er en fundamental naturressurs på linje med vann og luft. De utgjør selve grunnlaget for plante- og dyreliv, og dermed for landbruk og bosetting. Presset på våre løsavsetninger har økt sterkt i de senere årene, spesielt i og omkring tettstedene. Disponering av arealer til byggegrunn, kommunikasjonsnett, uttak av grunnvann, søppelplasser, resipienter og massetak for bygge- og anleggsvirksomhet er eksempler på forskjellig utnyttelse av løsmassene. De fleste av disse bruksmåtene fører til at arealer og masser båndlegges for alltid eller for lang tid. Ofte vil en bruksmåte utelukke andre; og dette kan gi grunnlag for konflikter. Kvartærgeologiske kart (og andre tema-kart) er et hjelpemiddel for å oppnå fornuftig forvaltning og utnyttelse av våre naturressurser. På et tidlig stadium i planleggingen kan kartene være til stor hjelp i vurderingen av alternative bruksformer for ulike avsetningstyper.

Landbruk

Bare 3 % av Norges landareal er dyrket, og beregninger går

ut på at vi har omtrent like lite dyrkingsreserver. Størsteparten av de dyrkbare områdene er i dag høyproduktive skogsarealer. Begrepet "dyrkbare jord" endrer innhold i takt med den tekniske utvikling, men visse fundamentale data om løsmassene utgjør likevel et nødvendig bakgrunnsmateriale for vurdering av dyrkingsjord. Tilstrekkelig jorddybde er en avgjørende forutsetning for dyrking. Dyrket og dyrkbare mark er derfor vesentlig knyttet til arealer med sammenhengende eller tykt løsmassedekke. De rikeste jordbruksdistriktene ligger i områder med finstoffrike løsmasser som har evne til å holde på fuktighet og plantenæringsstoffer. Under marin grense er de finkornige havavsetningene de viktigste. Over marin grense er morenematerialet viktigst. Grovere sorterte avsetninger, f.eks. elveavsetninger og strandavsetninger er ofte god dyrkingsjord, men er generelt mer tørkesvake og har mindre evne til å holde på plantenæringsstoffene. Elve-sletter har ofte et lag av finkornet flom-materiale øverst, og disse utgjør betydelige jordbruksarealer. Myr kan være god dyrkingsjord hvis den ligger på andre løsmasser. Store deler av våre landarealer har et tynt, usammenhengende løsmassedekke. Generelt er disse grunnlendte områdene langt mindre produktive enn områder med sammenhengende dekke. De utnyttes imidlertid til beitemarker og seterdrift, og framfor alt kan de ha stor skogproduksjon i lavlandet.

Byggegrunn

Løsmassene er vår mest benyttede byggegrunn. Grunnforholdene varierer meget, og brukbarheten som byggegrunn er særlig avhengig av løsmassenes tykkelse, telefarlighet, bæreevne, stabilitet og dreneringsforhold. Telefare er begrenset til silt- og finsandrike løsmassetyper. Særlig er bresjø- og innsjøavsetninger (kvabb) utsatt for telehiv. Bunnmorene er også telefarlig når finstoffinnholdet er tilstrekkelig høyt. Avsetninger med god bæreevne og stabilitet tåler store belastninger uten at det oppstår setninger eller ras. Normalt er morenemateriale og grovere sorterte avsetninger som f.eks. breelavsetninger gode fundamenter for bebyggelse, veibygging m.m. Finkornige avsetninger som hav- og fjordavsetninger er ofte stabile og særlig utsatt for utglidninger i skråninger og erosjonskanter. I områder med kvikkleire kan erosjon, gravarbeid og tunge belastninger føre til store leirskred. Tung belastning på markoverflaten vil dessuten føre til setninger i leirmassene. I myr er setningsproblemene særlig store da torv og gytje har høyt vanninnhold og kan komprimeres sterkt. Senkes grunnvannsstanden ved f.eks. drenering, blir det setninger selv om myra ikke belastes. Ved konkrete utbyggingsprosjekter vil kvartærgeologiske kart ikke erstatte grunnundersøkelser. De kan imidlertid brukes på planstadiet til å avgrense mulige områder med dårlig byggegrunn der detaljundersøkelser er nødvendige.

Byggeråstoff

Sorterte avsetninger er viktige ressurser for bygge- og anleggsvirksomhet. Uttak av sand og grus til betong- og veiformål dominerer. Praktisk utnyttelse av sand- og grusforekomster er avhengig av tilfredsstillende kvalitet og mengde. Brukbare forekomster finnes ofte i breelavsetninger. Særlig store og viktige er mange av forekomstene dannet i forbindelse med breandtrinnene. Andre sorterte avsetninger som elve- og strandavsetninger kan også være viktige ressurser. Det samme gjelder sandig/grusig morenemateriale med lite finstoffinnhold (ablasjonsmorene). Finstoffholdig bunnmorene med liten evne til å slippe gjennom vann kan være godt egnet som tetningskjerner i jordfyllingsdammer. Leire er et råstoff for teglindustrien og for produksjon av lett betongtilslag, og finnes hovedsakelig i de finkornige hav- og fjordavsetningene.

Grunnvann i løsmasser

Under grunnvannspeilet er alle hulrom (porene) mellom partiklene i løsavsetningene fylt med vann. Om en avsetning er egnet for grunnvannsutttak, er bestemt av grunnvannsspeilets beliggenhet og løsmassenes effektive porøsitet (hvor mye uttakbart vann en avsetning kan inneholde) og permeabilitet (avsetningens evne til å slippe vann gjennom). En avsetnings effektive porøsitet og permeabilitet er bestemt av partiklenes form, størrelse, fordeling og pakning (den geologiske dannelseshistorie). Gunstig effektiv porøsitet og permeabilitet for uttak av vann forekommer normalt i sorterte og ikke for finkornige breelv- og elveavsetninger. Mindre grunnvannsutttak kan også skje fra andre løsavsetninger som f.eks. ablasjonsmorene. For at en avsetning skal kunne utnyttes med varige grunnvannsutttak, må det dannes nytt grunnvann av akseptabel kvalitet til erstatning for det som tas ut. Dette kan skje ved tilførsel fra nedbør, ved at grunnvannet står i forbindelse med vann og vassdrag, eller ved kunstig tilførsel av vann (kunstig infiltrasjon). Oppfølgende undersøkelser er nødvendig for å klargjøre vannets kvalitet og uttakbar mengde, og for lokalisering av brønner.

Avfallsdeponering

I mange tilfelle er løsmassene godt egnet til deponering av flytende og fast avfall. Prinsipielt kan to metoder benyttes: Infiltrasjon i porøse masser eller kontrollert avrenning på tette masser. Ved infiltrasjon benyttes en seg av massenes evne til å binde enkelte kjemiske stoffer og å filtrere bort partikler som finnes i avløpsvann. Det foregår også en biologisk nedbrytning og omsetning av organisk materiale. Allerede ved korte oppholdstider i løsmasser vil bakterieinnholdet i utslipp kunne reduseres vesentlig. I praksis vil mange avsetningstyper være egnet for infiltrasjon, men dette er avhengig av hvilken kapasitet det er behov for. Løsmassene bør ha stor tykkelse, tilstrekkelig utbredelse og gunstig permeabilitet. Grunnvannsspeilet bør ligge dypt og med minst mulig gradient. Avstanden fra deponeringssted til åpent vann og grunnvannsbrønner må være over en viss grense, avhengig av bl.a. løsmassenes kornstørrelse og lagdeling. De beste masser vi kjenner for infiltrasjon, er sorterte sand- og grusavsetninger. Tette masser som f.eks. enkelte bunnmorener og finkornige havavsetninger egner seg dårlig på grunn av liten kapasitet. *Kontrollert avrenning* kan benyttes i områder med tette masser, f.eks. finkornige bunnmorener eller havavsetninger. Ved hensiktsmessige anleggs- og driftstiltak vil sigevannet kunne samles opp og eventuelt renses.

Malmleting

Blokkleting, tungmineralanalyser og geokjemiske analyser er vanlig benyttede metoder for malmleting i områder dekket av løsavsetninger. Tolkning av resultatene for å kunne spore tilbake til malmforekomstene i fast fjell krever godt kjennskap til bl.a. løsmassenes lagfølge, transportretning og -lengde.

Vern - fredning

I senere år har interessen og behovet for sikring av verneverdig natur økt. Dette gjelder også løsmassene, ut fra følgende målsettinger:

- å sikre områder eller objekter som dokumentasjon av Norges kvartærhistorie for bruk i undervisning og naturvitenskapelig forskning
- å verne sjelden og egenartet natur
- å verne verdifulle friluftsområder

På grunnlag av kvartærgeologiske kart kan disponering av løsmasser til ulike praktiske formål samordnes med planer for bevaring av verneverdig natur.

Annen bruk

Torv er anvendt til brensel, torvstrø, jordforbedringsmiddel m.m. Skjellsand benyttes som jordforbedringsmiddel. Kvartrik sand brukes bl.a. til sandblåsing. De kvartærgeologiske kartene kan anvendes i forskning og undervisning. Videre er de et velegnet utgangspunkt for spesialundersøkelser, f.eks. i ingeniørgeologi, geoteknikk og grunnvann. De vil også utgjøre et viktig grunnlagsmateriale ved oppbyggingen av ressuroversikter og ressursregnskap.

Referanser

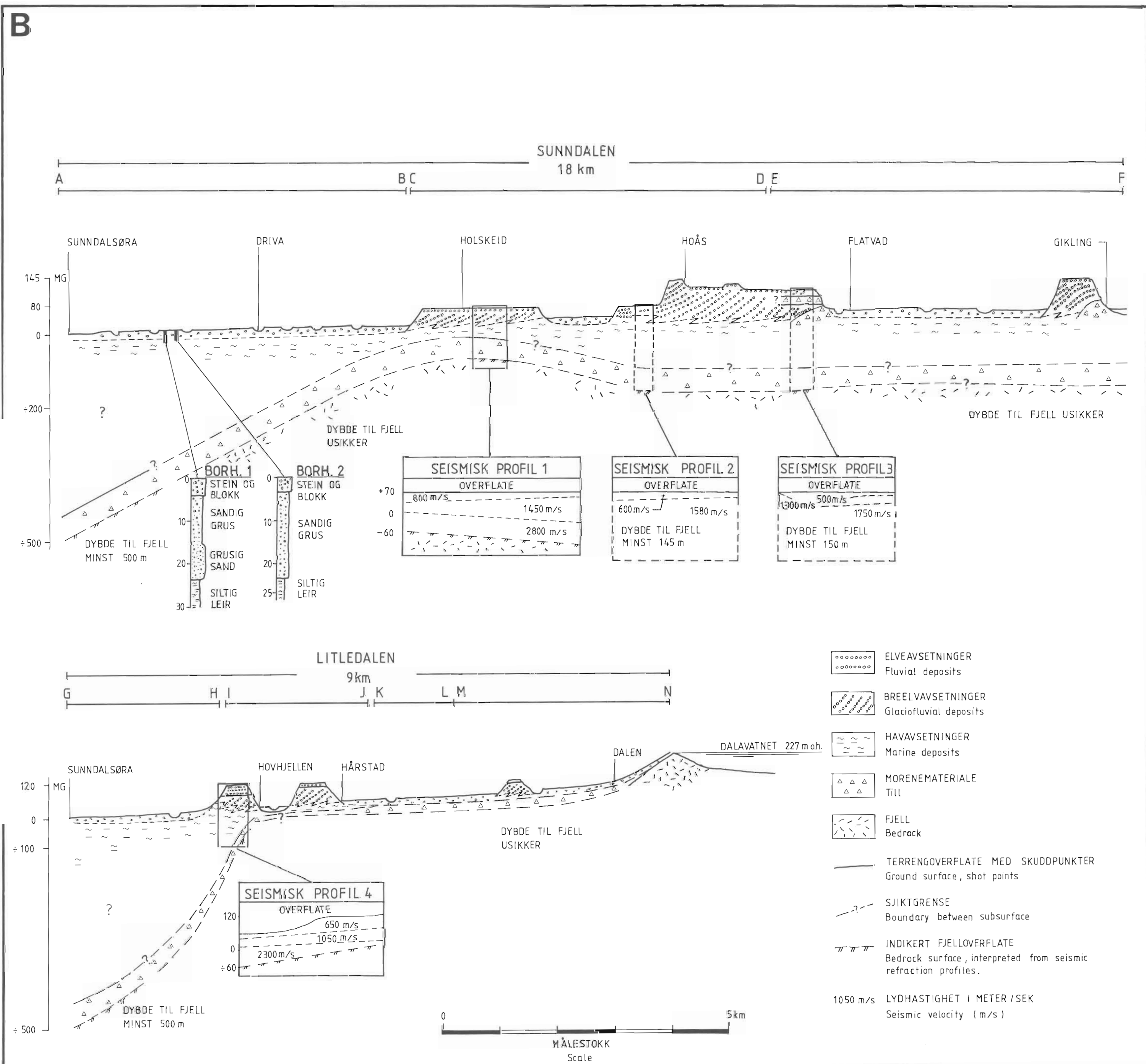
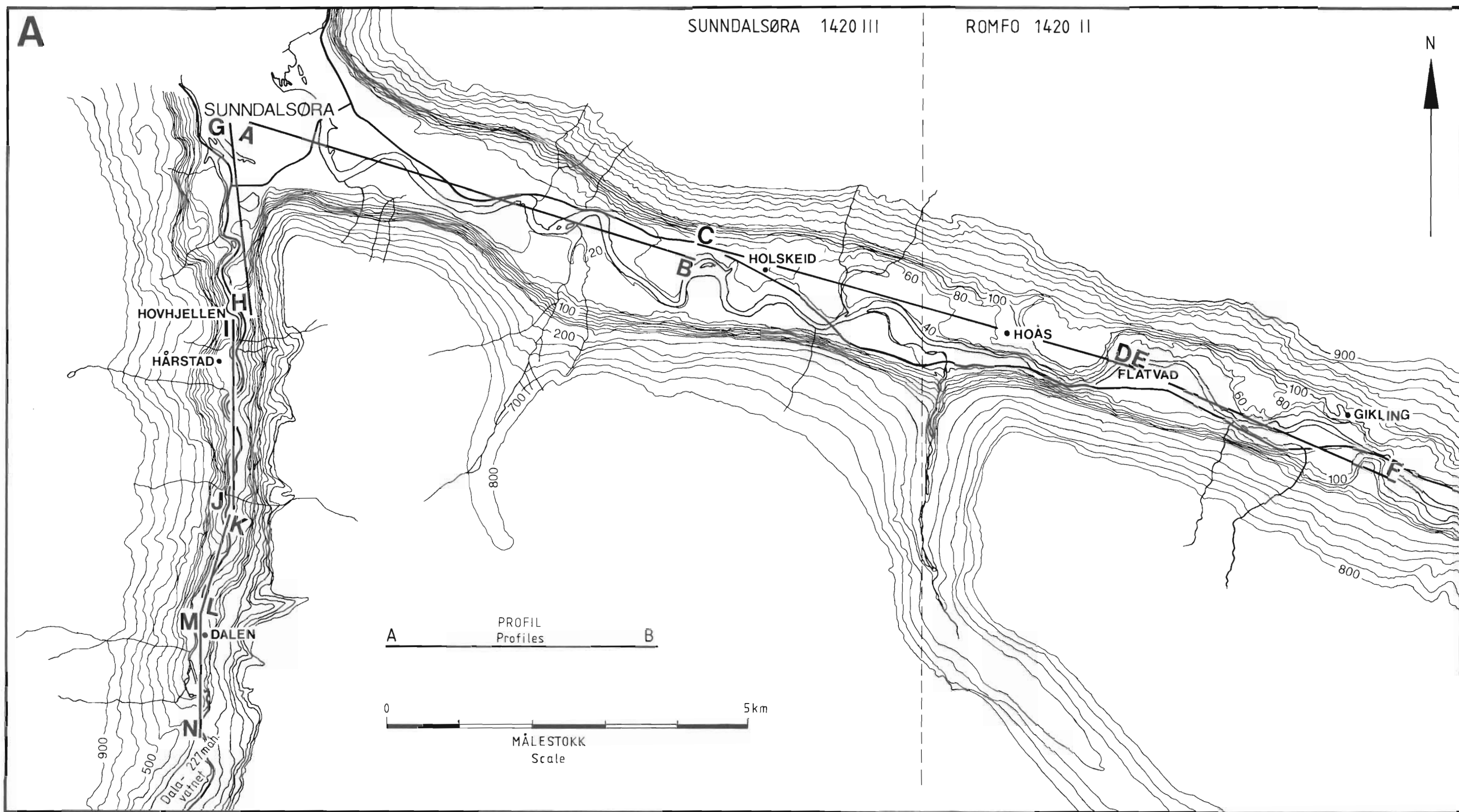
- Andersen, A.B. 1984: Grunnvannsundersøkelser på Sjølandsøra i Sunndal kommune, Møre og Romsdal. *NGU-rapport nr. 84.149.*
- Andersen, B.G. 1968: Glacial Geology of Western Troms, North Norway. *Nor. geol. unders. 256*, 1-160.
- Andersen, B.G. 1979: The deglaciation of Norway 15000-10000 BP. *Boreas 8*, 79-87.
- Anundsen, K. 1985: Changes in shore-level and ice-front position in Late Weichsel and Holocene, southern Norway. *Norsk geogr. Tidsskr. 39*, 205-225.
- Bargel, T.H., Bergstrøm, B. og Sveian, H. 1981: Beskrivelse til kvartærgeologisk kart. *NGU-rapport 1633/16*. 31 pp.
- Bergersen, O. 1964: Løsmateriale og isavsmeltingen i nedre Gudbrandsdalen og Gausdal. *Nor. geol. unders. 229*, 12-83.
- Bjørlykke, K. 1983: Lærebok i sedimentologi og petroleumsgologi. *Universitetsforlaget.*
- Dahl, E. 1961: Refugieproblemet og de kvartærgeologiske metodene. *Svensk Naturvetenskap 14*, 81-96. Statens Naturv. Forskningsråd. Stockholm.
- Fareth, O.W. 1970: Brerandstudier i midtre og indre Nordfjord. Upublisert hovedoppg. Univ. i Bergen.
- Feyling-Hanssen, R.W. 1955: Stratigraphy of the marine Late Pleistocene of Billefjorden, Vestspitsbergen. *Nor. Polarinst. Skr. 107*, 226 pp.
- Follestad, B.A. 1972: The deglaciation of the south-western part of Folgefonna Peninsula, Hordaland. *Nor. geol. unders. 280*, 31-64.
- Follestad, B.A. 1984: Sunndalsøra BOP 109110-20. Kvartærgeologisk kart. *Nor. geol. unders.*
- Follestad, B.A. 1985: Stangvik. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1420 IV M 1:50 000. *Nor. geol. unders. Skr. 67.*
- Follestad, B.A. 1986: Kristiansund 1321 II og Bremsnes 1321 III. Beskrivelse til kvartærgeologiske kart M 1:50 000. *Nor. geol. unders. Skr. 74.*
- Hamborg, M. 1983: Vigma, kvartærgeologisk kart 1120 II - 1:50 000. *Nor. geol. unders.*
- Henningsen, T. og Follestad, B. 1981: Sunndalsøra. Kartlegging av massetak. *NGU-rapport nr. 1869.*
- Henningsen, T. og Bølviken, B. 1985: Naturlige forgiftingsfelter i Sunndal og Nesset kommuner Møre og Romsdal. *NGU-rapport nr. 85.160.*
- Henningsen, T. og Krill, A. 1985: Undersøkelse av naturlige forgiftingsfelter på Møre. *NGU-rapport nr. 85.209.*
- Hillestad, G. 1984: Seismiske målinger Sunndalsøra. *NGU-rapport 84.097.*

- Holmsen, P. 1979: Grunnlag i kvartærgeologi. *Nor. geol. unders.* 167, 71 pp.
- Holtedahl, O. 1953: Norges geologi. Bind II. *Nor. geol. unders.* 164, 585-1118.
- Holtedahl, O. 1960: Geology of Norway. *Nor. geol. unders.* 208, 540 pp.
- Johansen, O., Henningsmoen, K. og Sollid, J. 1985: Deglasiationsforløpet på Tingvollhalvøya og tilgrensende områder, Nordvestlandet, i lys av vegetasjonsutviklingen. *Norsk geogr. Tidsskr.* 39, 155-174.
- Kaldhol, H. 1946: Bidrag til Møre og Romsdals kvartærgeologi.
- Krill, A.G. 1981: Tectonics of the Oppdal area, Central Norway. *Geol. Foren. Stockh. Forh.* 102, 523-530.
- Krill, A.G. 1983: Bp-Sr study of Rapekirvi granite and augen gneiss in the Risberget Nappe, Oppdal, Norway. *Nor. geol. unders.* 380, 51-65.
- Liestøl, O. og Østrem, G. 1964: Glaciologiske undersøkelser i Norge 1963. *Norsk geogr. Tidsskr.* 18, 281-340.
- Mangerud, J., Larsen, E., Longva, O. og Sønstegeard, E. 1979: Glacial history of Western Norway 15 000-10 000 BP. *Boreas* 8, 179-187.
- Norsk meteorologisk årbok 1979. *Det norske meteorologiske institutt, Oslo* 1980.
- Oftedal, C. 1981: Norges geologi 2. utgave. *Tapir forlag, Trondheim.*
- Ottesen, D. 1985: Kvartærstratigrafiske undersøkelser i Tingvollområdet. *Upubl. Hovedoppgave, Univ. i Bergen.*
- Paterson, W.S.B. 1980: The physics of glaciers. *Pergamon, Oxford.*
- Reite, A.J. 1967: Lokalglasiasjon på Sunnmøre. *Nor. geol. unders.* 247, s. 262-287.
- Reite, A.J., Selnes, H. og Sveian, H. 1982: A proposed Deglaciation chronology for the Trondheimsfjord Area, Central Norway. *Nor. geol. unders.* 373, 75-84.
- Rise, L. og Rokoengen, K. 1984: Surficial sediments in the Norwegian sector of the North-Sea between 60 grader 30 min and 62 grader N. *Marine Geology* 58, 287-317.
- Rye, N., Nesje, A., Lien, R. og Anda, E. (in press.): The late Weichselian ice Sheet in the Nordfjord-Sunnmøre area and deglaciation Chronology for Nordfjord, Western Norway.
- Selmer-Olsen, R. 1977: Ingeniørgeologi. Del II. De løse jordlag. *Tapir forlag, Trondheim*, 289 pp.
- Sollid, J.L. og Sørbel, L. 1979: Deglaciation of Western Norway. *Boreas* 8, 233-239.
- Sollid, J.L. og Sørbel, L. 1981: Kvartærgeologiske verneverdige områder i Midt-Norge. *Miljøverndepartementet, avd. for naturvern og friluftsliv*. Rapport T-524.
- Vorren, T.O. 1973: Glacial geology of the area between Jostedalbreen and Jotunheimen, South Norway. *Nor. geol. unders.* 291, 1-46.
- Vorren, T.O. 1977: Weichselian ice movement in South Norway and adjacent areas. *Boreas* 6, 247-257.
- Østeraas, T. 1973: Innføring i kvartærgeologi. *Universitetsforlaget, Ås-trykk*, 58 pp.

LENGDEPROFIL GJENNOM SUNNDALEN OG LITLEDALEN

Basert på seismostratigrafi og geologiske observasjoner

NGU Skrifter 79 – Follestad – PL. 1



Skrifter 79



NGU
Norges geologiske
undersøkelse

NGU Skrifter 79

© Norges geologiske undersøkelse 1987

ISBN 82-7385-021-8

Printed in Norway by BJÆRUM grafiske as, Trondheim