

# NGU



Norges geologiske  
undersøkelse

**Skrifter 56**

Harald Sveian: Bjøllådal.  
Beskrivelse til kvartærgeologisk  
kart 2028 II – M 1:50 000  
(med fargetrykt kart)

**Universitetsforlaget 1984**

Trondheim - Oslo - Bergen - Tromsø

# Bjøllådal

## Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 2028 II – M 1:50 000 (med fargetrykt kart)

HARALD SVEIAN

Sveian, H. 1984: Bjøllådalen. Description of the Quaternary geological map 2028 II – 1:50 000. *Nor. geol. unders. Skr.* 56, 1–39.

The map-sheet Bjøllådal, 2028 II, covers a part of the area of a Quaternary mapping programme carried out by NGU in the Saltfjellet district of Nordland. The superficial deposits are classified according to their genesis, and described. The directions of ice movements have been reconstructed mainly on the basis of glacial striae and drumlins, and the course of deglaciation established based on ice movements, marginal moraines, meltwater drainage and the distribution of glacial deposits. The ice movements can be divided into three main phases: 1) The oldest observed movement direction, towards the west. 2) A younger movement directed towards the northwest. 3) At the end of the deglaciation all the high mountains were ice-free, but glacier tongues flowing from the inland ice further east still occupied the valleys. During the deglaciation c. 9000 yrs. B.P. there were readvances of the inland ice, each one depositing marginal moraines, glaciofluvial and glaciolacustrine deposits. At the end of the deglaciation extensive ice-dammed lakes developed, especially in Bjøllådalen where ice movements and meltwater drainage were directed towards the north, opposite to the present drainage of Bjøllådalen. The last ice remnants were located in the main valley Dunderlandsdalen where the ice front receded towards the east. Till is the most common deposit, thick deposits occurring mainly in the valleys. Above c. 1200 m a.s.l. a thin, discontinuous cover of till is commonly mixed with frost-wedged debris. In the valleys there are large glaciofluvial and glaciolacustrine deposits. Fluvial deposits consist of reworked glacial accumulations. Talus, slide and avalanche deposits and bogs are also present. The lithology of the samples collected from till and glaciofluvial deposits reflects a transport direction in the quadrant between west and north. A short account is given on the planned national park at Saltfjellet.

*H. Sveian, Norges geologiske undersøkelse, P.O.Box 3006, N-7001 Trondheim, Norway*

### INNHold

Forord	1
Generell del	2
Kvartærtiden	2
Løsmassenes dannelse	4
Det kvartærgeologiske kartet	6
Tegnforklaringen	6
Eksempler på bruk av kvartærgeologiske kart	8
Spesiell del	9
Berggrunn og landskap	9
Berggrunn	9
Landskap	9
Isbevegelser og isavsmelting	10
Regional oversikt	10
Isbevegelsene innen kartbladet	11
Isavsmelting og smeltevannsdrenering innen kartbladet	13
Ølfjelltrinnet	13
Isavsmeltingen etter Ølfjelltrinnet	16
Løsmasser	20
Morenemateriale	20
Breekvavsetninger (Glasifluviale avsetninger)	26
Bresjøavsetninger (Glasilakustrine avsetninger)	29
Elve- og bekkeavsetninger (Fluviale avsetninger)	30
Ur (Talus)	31
Skredavsetninger	31
Torv- og myrdannelser (organisk materiale)	32
Verdifulle områder for undervisning og forskning	32
Verneplaner	32
Kvartærgeologi	32
Verneplaner	34
Summary	36
Etterord	37
Litteratur	37
Tillegg	38
Løsmassenes anvendelse	38

## Forord

NGU utførte i 1975 og 1976 kvartærgeologisk kartlegging i M 1:50 000 i noen utvalgte områder på Saltfjellet etter oppdrag for Saltfjell-Svartisenutvalget i Bodø. Kartleggingen bygger på feltarbeid og utstrakt bruk av flyfotografier. Målsettingen var å skaffe et oversiktlig materiale til belysning av isavsmeltingshistorien og områdets verdi i forsknings- og undervisningssammenheng før det ble berørt av eventuell vassdragsregulering. Resultater er tidligere offentliggjort i NGU-rapportene nr. 1337 B (Kjærnes et al. 1976), 1502 (Gjelle & Sveian 1977), 1502 B (Sveian 1977), og dessuten sammen med supplerende materiale i NGU-publikasjon nr. 348 (Sveian et al. 1979). Her er hovedvekten lagt på isavsmeltingshistorien. Det ble også gitt uttalelse om verneverdige områder og enkeltforekomster.

Senere har NGU utgitt trykte kvartærgeologiske kart i M 1:50 000 (Fig. 1 A). Vestligste del av kartblad Bjøllådal, Hedningfjella, Steinfjellet og Bredekfjellet, ble da kartlagt ved hjelp av flyfototolkning. I de høyeste fjellområdene ved østre kartkant er det utført flyfototolkning og feltkontroll.

I kartets tegnforklaring mangler en opplysning om at den lyse grå trykkfargen er brukt for dagens breer. Avgrensningen av disse er som på grunnlagskartet fra NGO.

Denne kartbladbeskrivelsen består av tre hovedkapitler:

- *Generell del* gir en kort innføring i generell kvartærgeologi, bl.a. løsmassenes dannelsesmåter, og kartets innhold. Eksempler på bruk av kvartærgeologiske kart følger deretter.
- *Spesiell del* omhandler forholdene innen kartblad Bjøllådal med rekonstruksjon og beskrivelse av den kvartærgeologiske historien, beskrivelse av løsmassene og en kort kommentar til verneverdige områder og de foreliggende verneplaner for Saltfjellet.
- *Tillegg* inneholder en oversikt over løsmassenes anvendelsesmuligheter for praktiske formål.

For noen delområder bygger beskrivelsen vesentlig på feltmedarbeideres bidrag i de nevnte NGU-rapportene. Dette gjelder i Stormdalen (A. J. Reite), i Bjøllådalen (P. A. Kjærnes) og i Raudfjelleldalen (A. R. Aa).

## Generell del

*Kvartærgeologi* er læren om den yngste geologiske perioden – kvartærtiden. Løsmassene som dekker berggrunnen i Norge er hovedsakelig avsatt 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, resipient og massetak for bygge- og anleggsvirksomhet er eksempler på forskjellig utnyttelse av løsmassene. De fleste av disse bruksmåtene fører til at arealer og masser beslaglegges 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 Norges areal er dekket av mektige løsmasser, og nydannelse skjer ikke i nevneverdig 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 sees i lys av dette (se Tillegg).

*Kvartærgeologiske kart med beskrivelser* viser løsmassenes utbredelse og dannelsesmåte, delvis deres sammensetning, egenskaper og overflateformer. Dessuten gir kartene informasjon av betydning for tolkning av den geologiske utviklingshistorien. De er et nødvendig hjelpemiddel for å oppnå fornuftig arealdisponering og en best mulig forvaltning av løsmassene.

For lesere som ønsker en litt bredere innføring i kvartærgeologi, anbefales et hefte av Per Holmsen: "Grunnlag i kvartærgeologi", NGU-publikasjon nr. 347, Universitetsforlaget, 1979.

## Kvartærtiden

Kvartærtiden omfatter den yngste perioden (2–3 mill. år) av Jordens historie. Denne perioden er preget av store klimasvingninger med istider og varmere mellomistider. Under istidene var landet mer eller mindre dekket av innlandsbreer som gravde ut og transporterte med seg store mengder løsmateriale. Mye av dette materialet ble fraktet ut i havet og avsatt der. De avsetningene som finnes på land i dag, er for det meste dannet under og etter siste istid.

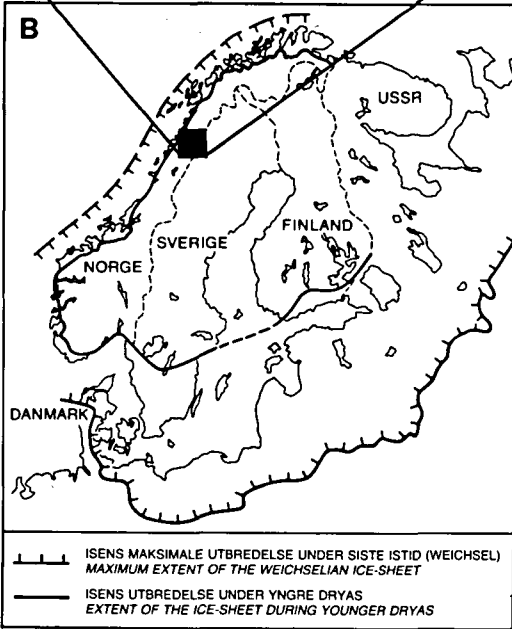
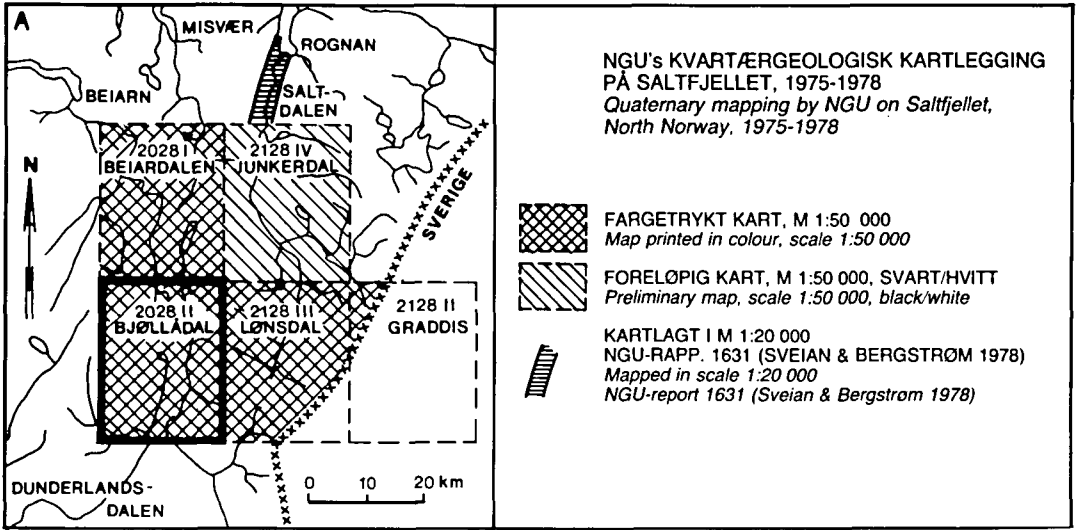


Fig. 1. A: Oversikt over NGU's kvartærgeologiske kartlegging på Saltfjellet, 1975-1978. B: Innlandsisens utbredelse under to forskjellige faser av siste istid (Weichsel).

A: Quaternary mapping by NGU on Saltfjellet, Nordland, 1975-1978. B: The extent of the Scandinavian continental ice-sheet during two different stages of the last Ice Age (Weichselian).

Siste istid (Weichsel) begynte for vel 100 000 år siden. Svingninger i klimaet førte til at isens utbredelse og mektighet varierte ganske meget, og det har trolig vært perioder da innlandsisen var delvis borte. Den største utbredelse nådde isen for ca. 18-20 000 år siden da den dekket hele Skandinavia (Fig. 1), og tykkelsen i de sentrale deler var opp til 3000 m.

Under avsmeltingen trakk iskanten seg tilbake slik at kyststrøkene ble isfrie først. Samtidig ble

isdekket stadig tynnere, slik at det delte seg opp i fjord- og dalbreer som smeltet hurtig tilbake på grunn av det mildere klimaet og den store kalvingen i de dype fjordene. Kortvarige klimaforverringer førte til at iskanten stoppet opp eller rykket litt fram igjen og dannet karakteristiske randavsetninger (brerandtrinn). Det mest markerte breandtrinnet ble dannet i Yngre Dryas tid for ca. 10 000-11 000 år siden. I Norge kan det følges mer eller mindre sammenhengende fra svenskegrensen i Østfold (Raet) og rundt kysten til riksgrensen i Øst-Finnmark (Fig. 1). Det finnes også yngre markerte brerandtrinn dannet i Preboreal tid ca. 9 000-10 000 år før nåtid. Den endelige avsmeltingen av de sentrale deler av isdekket skjedde hurtig, og for ca. 8 500 år siden var størstedelen av innlandsisen forsvunnet. Senere har det generelt vært mildt klima, og de norske høfjellene var trolig isfrie i en lengre periode før dagens breer ble dannet.

Tyngden av de store 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 gjenopprette likevekten helt. Selv i dag skjer det

en meget langsom stigning av landmassen. Denne landhevningen har ført til at mange områder, som under og etter isavsmeltingen var hav- og fjordbunn, nå er tørt land. Det øverste nivå hvor havet har stått etter at isen smeltet vekk, kalles den marine grense (MG). I kyststrøkene av midtre Nordland er MG ca. 90–100 m og den stiger østover til ca. 130 m i indre fjordstrøk. Ingen arealer innen dette kartbladet ligger under MG.

## Løsmassenes dannelse

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

De *glasigene avsetningene* er dominert av *morenemateriale* som ble tatt opp eller brutt løs fra berggrunnen, transportert og avsatt direkte av isbreene. Ut fra dannelsesmåten kan en grovt inndele morenematerialet i to grupper: *bunnmorène* og *ablasjonsmorène*. *Bunnmorène* inneholder materiale som ble fraktet i den undre delen av isen hvor det foregikk en kraftig oppknusing av materialet. Karakteristisk for *bunnmorène* er fast pakning, innhold av alle kornstørrelsesfraksjoner og lite eller ingen lagdeling. *Ablasjonsmorène* inneholder materiale som ble transportert inne i breene eller på breoverflaten hvor partiklene har vært utsatt for mindre nedknusing. Det har vanligvis vært en del smeltevatn til stede. Da isen smeltet bort, ble *ablasjonsmorène* avsatt over *bunnmorène*, eller direkte på fjell der hvor *bunnmorène* manglet.

Isavsmeltingen førte til at store smeltevatnsstrømmer gravde (eroderte) kraftig, og store mengder løsmateriale ble transportert og senere avsatt som *breeløvsetninger* (Fig. 3). Vannet samlet seg i sprekker og tunneler i eller under isen, eller i løp langs iskanten. Noe av løsmaterialet ble avsatt i direkte tilknytning til disse smeltevatnløpene (esker, kame, lateralterrasser), mens en stor del ble ført med smeltevatnsstrømmene helt

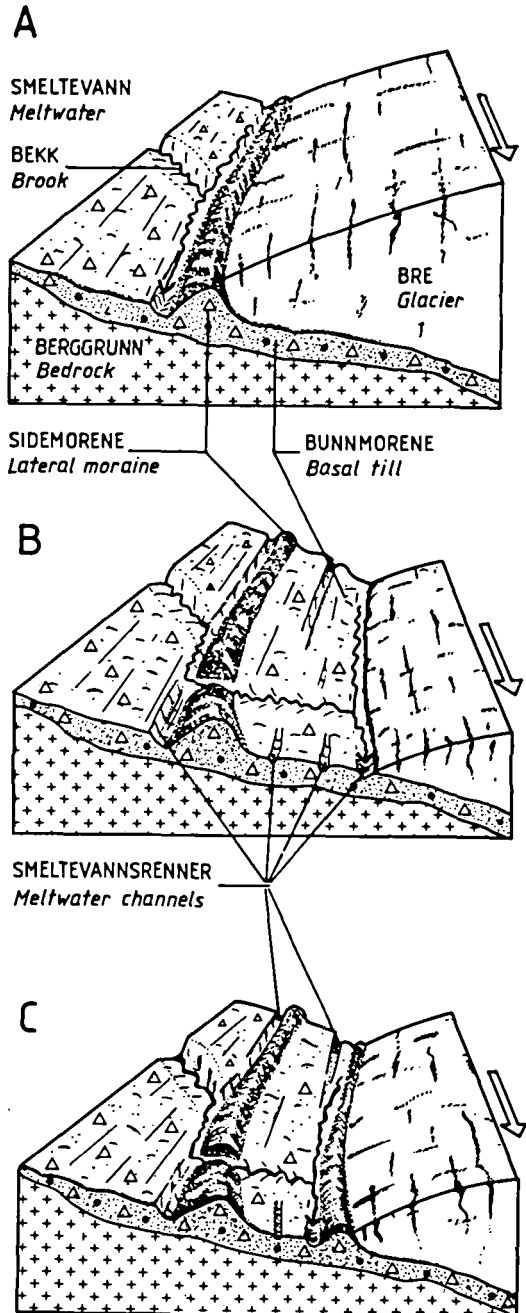
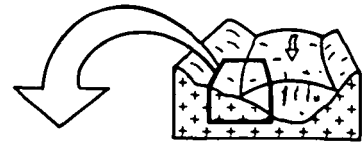
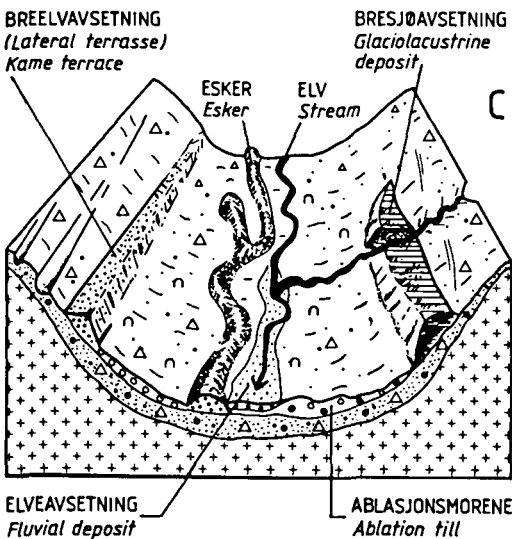
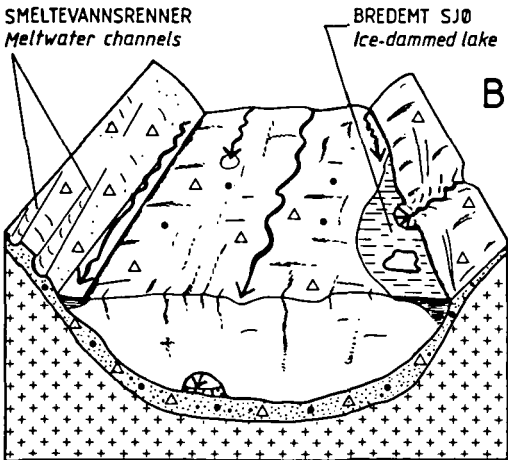
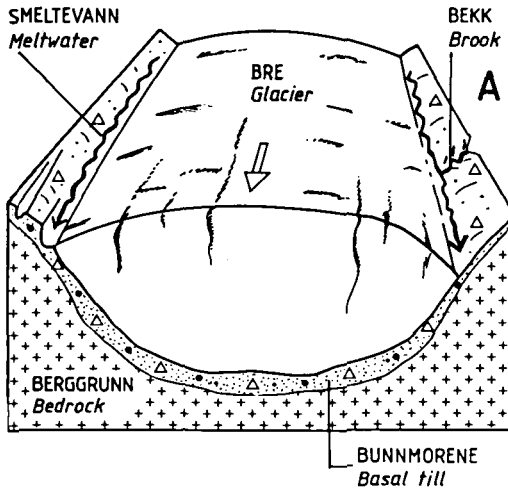


Fig. 2. Dannelse av sidemorener og lateraltrenner langs kanten av en dalbre, prinsippskisse. Breens hovedbevegelsesretning er vist med pil. A: Lite breframstøt, B: Tilbaketrekning av isen, C: Nytt lite framstøt.

Formation of lateral moraines and lateral meltwater channels along the margin of a valley glacier, depicted schematically. The main direction of ice movement is shown by arrows. A: Minor ice advance. B: Retraction. C: New minor advance.



ut til brefronten og spylt ut i innsjøer og bredemte sjøer eller i havet og fjordene. I forbindelse med brerandrinnene, da iskanten lå mer eller mindre i ro, ble det dannet særlig store avsetninger av sand, grus og stein. Der breelvene munnet ut fikk vi mange steder bygd opp delta til datidens vannnivå. De groveste massene ble vanligvis avsatt i skrålag nærmest iskanten, mens de fineste silt- og leirkornene ble ført lenger ut og avsatt i horisontale lag på bunnen. De gamle breelvdeltaene finnes i dag som terrasseformer.

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 en del steder hvor det i dag ikke er elver eller sjøer, f.eks. i dalsider, på høgfjellet m.v.

Langs kanten av breene ble det enkelte steder demmet opp bresjøer hvor til dels store mengder løsmasser ble avsatt (delta, terrasser). Det finkornige materialet som ble ført ut i bresjøene, ble avsatt som slamlag på bunnen og finnes i dag ofte som tykke silt- og finsandlag (kvabb) over andre løsavsetninger. Disse bresjøavsetningene har oftest tydelig lagdeling. I enkelte større bresjøer ble det dannet et grovere lag av strandvasket materiale over finsedimentene.

De postglasiale avsetningene er dannet etter at isen smeltet vekk. Landhevningen førte til at elvene fikk senket sin erosjonsbasis og begynte å grave (erodere) og omlagre tidligere avsatte løsmasser.

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 for-

Fig. 3. Skisse som viser dannelse av noen karakteristiske avsetningstyper ved nedsmelting av en dalbre. A: Breen beveger seg som vist med pil. Drenering og erosjon i morenedekket langs kantene. B: Stagnerende is og smeltevannsdrenering både langs kantene, oppå og under breen. Avsetning av breelv- og bresjøsedimenter. C: Området helt avsmeltet.

Sketch showing the formation of some characteristic deposits during the melting of a valley glacier. A: Ice movement as indicated by arrow. Drainage and erosion of the till along the ice margins. B: Stagnant ice with lateral, subglacial and supraglacial drainage. Deposition of glaciostuvial and glaciolacustrine sediments. C: The area deglaciated.

svant, men før vegetasjonen etablerte seg, ble enkelte områder utsatt for vinderosjon. Særlig i forbindelse med store breelavsetninger 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. *Forvittringsmateriale* er løsmasser dannet på stedet ved kjemisk eller mekanisk nedbrytning. I høyfjellet er frostforvittringen særlig aktiv og enkelte områder kan være dekket av frostsprengte blokker (blokkhav).

I bratte dal- og fjellsider har skråningsprosesser som jordsig (solifluksjon), ras, steinsprang og skred vært særlig aktive. *Ur* er brukt som fellesbetegnelse for avsetninger dannet ved steinsprang. *Skredavsetninger* er brukt for vifteformete avsetninger ved foten av bratte fjellsider når snoskred/jordskred er antatt viktigste faktor for dannelsen.

*Torv- og myrdannelser* oppstår når produksjon av organisk stoff er større enn nedbrytningen. Dette skjer der vanntilstrømmingen er stor og undergrunnen er mettet opp til overflaten. Forskjellige typer av myrer dannes, avhengig av vann- og terrengforhold. Omvandlingsgraden for torven i myrene kan variere meget.

## Det kvartærgeologiske kartet

### *Kartetets noyaktighetsgrad*

Et kart i målestokk 1:50 000 er et oversiktskart der områdenes dominerende løsmasstype er vist. Under tegningen har det derfor vært nødvendig å foreta en generalisering i mange områder. Viktige detaljer kan være overdrevet på kartet. Dette gjelder vanligvis størrelsen på små avsetninger, dreneringsspor og små fjellblotninger. Andre detaljer kan være utelatt. Grenselinjene på kartet kan være entydige i mange tilfeller, men ofte er det en gradvis overgang fra en avsetningstype til en annen, og da er overgangssonen gjengitt som en tynn grenselinje på kartet.

### *Lokalitetsangivelse*

Lokalitetsangivelse foretas ved hjelp av kartgrunnlagets UTM-koordinater (6 sifre). Veiledning om bruken av koordinatene finnes i kartrammen. Ved denne angivelsen er lokaliteten fastlagt innenfor en 2 x 2 mm rute på kartet (100 x 100 m i terrenget).

## *Tegnforklaringen*

### *Løsmasser*

Løsmassene er inndelt etter dannelsesmåte og -miljø. Det er således de ulike geologiske prosessene som avspeiles gjennom fargebruken på kartet. Eksempelvis har 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. Enkelte avsetningstyper, f.eks. morenemateriale, har i tillegg en underinndeling etter mektighet ved hjelp av mørk og lys fargetone.

*Morenemateriale, sammenhengende dekke, stedvis med stor mektighet* brukes for moreneområder med få eller ingen fjellblotninger. Berggrunnens småformer trer ikke tydelig fram på grunn av morenemektigheten som vanligvis er fra en halv til noen få meter. Lokalt kan imidlertid mektigheten være langt større.

I mange områder vil det være svært vanskelig og tidkrevende å skille *bunnmorene* og *ablasjonsmorene* fra hverandre i felt. Når disse ikke er skilt fra hverandre med farger, vil *ablasjonsmorene* kunne opptre særlig i områder hvor kartet er påført symboler for hauget og blokkrik overflate.

*Morenemateriale, usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen* brukes for arealer hvor mektigheten er liten. Berggrunnens småformer trer tydelig fram, og som regel finnes mange små fjellblotninger. I enkelte mindre berggrunnsforsenkninger kan mektigheten være mer enn en halv meter.

*Randmorene* brukes som betegnelse på ryggformete israndavsetninger (endemorener og sidemorener) dannet ved breframstøt eller kortvarige stopp under isavsmeltingen (Fig. 2). Størrelsen varierer fra små rygger, stedvis blokkbelter i fjellområder, til store endemorener i dalgangene og brede randmorene-"belter" i dalsidene. I tilknytning til mange av dagens breer er det også dannet unge randmorener. Kornfordelingen i randmorener kan variere meget. Avsetningene består vesentlig av morenemateriale. Stedvis opptrer breelavsetninger (sortert sand og grus) i veksling med morenemateriale, særlig i endemorene.

*Breelavsetninger (Glasifluviale avsetninger)* kjennetegnes ved at materialet er lagdelt og sortert etter kornstørrelser. Stein- og grusfraksjonen er som regel rundet. Avsetningene kan ofte ha stor mektighet.

*Ryggformet breelavsetning (Esker)* er dannet av breelver i sprekker eller tunneler i stagnerende breer. Ryggene kan ha en hud av *ablasjonsmorene* (Fig. 3).

*Bresjøavsetninger (Glasilakustrine avsetninger)* er løsmasser avsatt ved relativt rolige strømningsforhold i bredemte sjøer. De kjennetegnes ved nær horisontal lagdeling, og består oftest av finsand og silt. Grovere strandmateriale kan forekomme i overflaten.

*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 breelvavsetningene, 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 sortert og lite rundet materiale. Finkornige flomlag forekommer i overflaten på elvesletter. Elve- og bekkeavsetningene kan av og til inneholde små mengder organisk materiale.

*Forvittringsmateriale* kjennetegnes ved at fragmentene er skarpkantet, og det er vanligvis en gradvis overgang fra løsmasse til det faste fjell. Kun bergarter fra den underliggende berggrunnen finnes i materialet. Kornstørrelsen varierer mye. I skiferområdene er forvittringsmaterialet vanligvis finkornig.

*Vindavsetninger (Eoliske avsetninger)* består av vindblåst materiale. Den dominerende kornstørrelsen er fin sand.

*Ur (Talus)* består vesentlig av skarpkantet stein og blokk som er løsnet i fjellet ovenfor og avsatt ved steinsprang.

*Skredavsetninger* brukes for vifteformete avsetninger ved foten av bratte fjellsider, dannet ved jord- eller snøskred. Kornstørrelsen er ofte stein og blokk, men ytre deler av viftene kan bestå av sand som skredene har tatt opp fra elveavsetninger i dalbunnen. Mektigheten er ofte mange meter.

*Torv- og myrdannelse (Organisk materiale)* er brukt som felles betegnelse for forekomster av torv, dy og gytje med mektighet større enn ca. 0,3 m.

### *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.

*Små og 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 løsmassetypen. I områder dominert av bart fjell brukes symbolene for løsmasser vesentlig i små forsenkninger og sprekker.

### *Kornstørrelse*

Kornstørrelser for sorterte avsetninger (vind- og vanntransportert materiale) er angitt på kartet og bygger hovedsakelig på feltvurderinger. Det er foretatt en visuell bedømmelse av materiale nær overflaten. Ved omtalen av sorterte avsetninger angis hovedfraksjonen i substantivform. Dersom andre fraksjoner inngår med mer enn 10%, er disse omtalt i adjektivform, f.eks. sandig grus (mest grus, sand utgjør mer enn 10%, andre fraksjoner mindre enn 10%).

For usorterte avsetninger, f.eks. morenemateriale, er kornstørrelser ikke vist på kartet, men blokkrik overflate og store enkeltblokker kan være angitt.

### *Mektighet og lagfølge*

Opptre det flere avsetningstyper over hverandre i et område, er det øverstliggende presentert på kartet med farge dersom 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 studier av vegskjæringer, grustak, elvenedskjæringer, etc.

### *Isbevegelsesretning*

*Skuringsstriper* viser isens bevegelsesretninger. De er dannet ved at løsmateriale i isens såle har skurt og slipt fjelloverflaten i bevegelsesretningen. Isskuringsobservasjonene er tatt på mest mulig flatt- og frittliggende lokaliteter for å unngå retninger som er bestemt av helt lokale topografiske forhold.

I tillegg til skuringsstriper kan det dannes buformete riss (*parabelriss*) og bruddformer (*sigdbrudd*) i fjelloverflaten. Isen kan også utforme selve fjelloverflaten med langstrakte, ryggformete svaberg (*rundsva*). Rundsva har en slak støtside og en brattere leside.

I løsmasser kan de yngste isbevegelsene avspeiles gjennom *drumliner* og *parallele furer i moreneflaten (fluted surface)*. Drumlin er en langstrakt, strømlinjeformet morenerygg avsatt mens isen var i bevegelse. Ryggene kan være bygd opp omkring en kjerne av fjell. Lengdeaksen viser isbevegelsesretningen på den tid dannelsen fant



sted. Fluted surface er dannet av løsmateriale i isens såle og viser siste isbevegelsesretning.

#### *Dreneringsspor etter breelver*

*Breelvnedskjæring, smeltevannsløp, lateralt smeltevannsløp, overløp over passområde og smeltevannsløp i fjell (gjel)* er alle erosjonsspor etter breelver i forbindelse med isavsmeltingen. Breelvnedskjæring nyttes for større erosjonskanter i løsmasser. Laterale smeltevannsløp brukes for løp i løsmasser langs iskanten. Overløp over passområder kan være mer eller mindre tydelige løp, enten i løsmasser eller i fjell.

#### *Andre symboler*

*Strandvoll* dannes i strandsonen ved at løsmateriale kastes opp på land og avsettes i voller under stormperioder. Materialet er ofte grovt, godt sortert og meget godt rundet.

*Hauger og rygger* brukes for områder karakterisert av mindre hauger og vilkårlig orienterte rygger. Disse formene er vanlige i områder med dødisavsmelting. Rygger av denne typen er korte og har uregelmessig form.

*Ryggform* brukes for lange, smale og markerte rygger, oftest i moreneområder. Symbolet benyttes særlig når det er vanskelig å bestemme dannelsesmåten.

*Høyt blokkinnhold på overflaten av morenemateriale* brukes om særlig blokkrike felter.

*Blokker på overflaten av sorterte avsetninger/bart fjell* markerer blokkforekomster på overflaten, ofte et avspylingsfenomen.

*Stor blokk* brukes for enkeltblokker ( $> 5 \text{ m}^3$ ).

*Dødisgrop* er en forsenkning i løsmasser dannet ved smelting av mer eller mindre begravde isrester ("død" is).

*Iskontaktskråning* er en skråning i løsmateriale dannet mot en iskant.

*Ravine* er erosjonsform dannet ved langsom utvasking av overflatevann eller grunnvann. De har ofte form av lange, smale dalsøkk med v-formet tverrprofil. Ravinedannelse er vanligst i fin-kornige løsmasser, men forekommer også i grovkornige avsetninger.

*Strandlinje fra bredemt sjø* finnes vesentlig i løsmasser, men kan også sees i fjell enkelte steder. De tydeligste trer fram som markerte hakk og små utflatninger i dalsideprofilene (seter). På steder hvor det ble bygget opp breelv- eller bresjøavsetninger til strandlinjenivå, finnes i dag tydelige terrasseflater som forsterker inntrykket av gamle strandlinjer.

*Flytjordtunger (solifluksjonstunger)* er frostfenomener i mineraljord. De dannes i hellende

terreng som valker av tungeform. Jorda siger vanligvis bare noen få mm pr. år. Høyden av tungens front er sjelden over en meter, bredden kan være flere titalls meter (Fig. 21).

*Nedskjæring av elver (eller breelver)* er en bratt skråning i løsmasser dannet ved elve- eller bekkeerosjon (eller opprinnelig anlagt av breelver).

*Terrassekant* markerer skråning som begrenser en terrasseflate. Når skråningen skyldes breelv- eller elveerosjon, er symbolet erstattet av nedskjæringssymbol.

*Vifteform* 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.

## *Eksempler på bruk av kvartærgeologiske kart*

### *Arealplanlegging*

En forsvarlig vurdering av arealbruk i planleggingssammenheng krever blant annet inngående kjennskap til løsmassene. I en rekke lover, f.eks. bygningslov, jordlov, lov om naturvern og lov om vannforurensning, er det uttrykt at naturforholdene skal tas i betraktning når beslutninger om arealdisponering blir gjort. Kvartærgeologiske kart og beskrivelser, samt eventuelle temakart utarbeidet på basis av disse, gir fundamentale opplysninger om grunnforhold, tilgangen på spesielle ressurser som sand og grus, dyrkingsjord m.m. Kartene bør anvendes allerede i en tidlig fase av planarbeidet. Dermed vil en i større grad kunne plassere utbyggingsområder slik at en bl.a. sparer viktige ressurser og unngår dårlig byggegrunn.

### *Bygge- og anleggsarbeider*

Ved konkrete utbyggingsprosjekter vil kartene aldri erstatte detaljerte grunnundersøkelser, men de kan brukes på planstadiet til å avgrense områder hvor detaljundersøkelser er nødvendige. De gir også informasjon om eventuelle forekomster av byggeråstoffer i området.

### *Malmleting*

Kvartærgeologiske kart er av grunnleggende betydning for malmleting i områder dekket av løsavsetninger. Blokkleting, tungmineralanalyser og geokjemiske analyser er vanlig benyttede letemetoder i løsmassene. Tolkning av resultatene er vesentlig for å kunne spore tilbake til malmforekomstene i fast fjell. Dette krever godt kjennskap til de kvartærgeologiske forhold, f.eks. løsmasse-lagfølge, transportretning og -lengde.

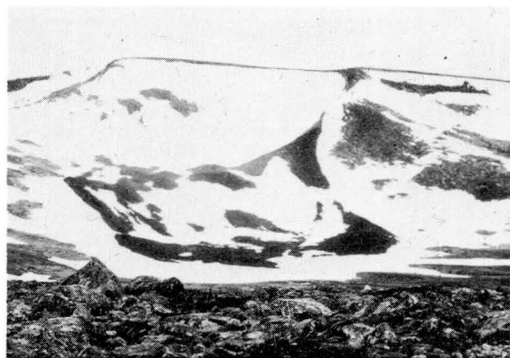


Fig. 4. Lokalmorene avsatt i nyere tid av botnbreen i nord-skråningen av fjellet Bolna (080 873). Slike store morenerygger avsatt av små botnbreer er antatt å ha iskjerner (Østrem 1964). I forgrunnen sees blokkrik moreneoverflate ved lokalitet (088 893).

*Recent moraine deposited by the cirque glacier on the northern slope of mount Bolna (080 873). Such large moraine ridges deposited by small cirque glaciers in this area are considered to be ice-cored (Østrem 1964). In the foreground, boulder-rich surface of the till; locality (088 893).*

*Photo: H. Sveian 1976.*

### Vern – fredning

I de 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 for Norges kvartærhistorie for bruk i undervisning og naturvitenskapelig forskning
- å verne sjelden og egenartet natur
- å verne verdifulle friluftsområder.

På grunnlag av et kvartærgeologisk kartverk kan en disponering av løsmasser til ulike praktiske formål samordnes med verneplaner slik at en totalt sett kommer fram til den beste løsning.

### Annen bruk

Kartene kan anvendes i forskning og undervisning i geologi, geografi og planleggingsfag. Videre er kartene et velegnet utgangspunkt for spesialundersøkelser innen grunnvann, ingeniørgeologi og geoteknikk. De vil også utgjøre et viktig grunnlagsmateriale ved oppbyggingen av ressuroversikter og ressursregnskap.

## Spesiell del

### Berggrunn og landskap

Kartblad Bjøllådalen omfatter sørvestre del av Saltfjellet, et stort fjellområde mellom svenskegrensa



Fig. 5. Stormdalen er en breerodert U-dal utformet på tvers av bergartenes strøkkretning. Foto mot vest-sørvest fra lokalitet (937 792). X markerer skredviften vist i Fig. 29 og 30.

*Stormdalen is a glacially eroded E-W valley transverse to the general strike of the rocks. Photo looking WSW from locality (937 792). X marks the avalanche fan shown in Figs. 29 and 30. – Photo: NGI.*

og Svartisenmassivet (Fig. 6). I øst mot svenskegrensa dominerer viddene og de brede, åpne dalene med rolige landskapsformer. Lenger vest øker høydeforskjellene, og høye tinder og trange daler overtar. De store dalene Saltdalen, Lønsdalen, Beiardalen og Bjøllådalen har lengdeutstrekning i nordsørretning.

### Berggrunn

En berggrunnsversikt er gitt i Fig. 24. Grunnfjellsbergartene i det såkalte Nasafjellvinduet dekker kartbladets østlige del. De er av prekambrisk alder, mer enn 1800 mill. år gamle, og domineres av granitt og granittisk gneis. I midtre og vestre del av kartbladet er berggrunnen bygd opp av en rekke yngre skyvedekker med skifer- og marmorbergarter (metasedimenter) der skyvedekkegrenser, strøkkretning og bergartsgrenser stort sett går i nordsørretning. Disse er skjøvet inn over grunnfjellet og delvis omvandlet under den kaledonske fjellkjedefoldingen for ca. 400–500 mill. år siden. Under denne foldingen trengte ny smeltetmasse fra jordens indre fram og dannet de yngste bergartene innen kartbladet (kaledonske intrusiver). De består enten av gneis og granitt, eller av mørke intrusiver som f.eks. metagabbro og amfibolitt (Gjelle 1978a, b).

### Landskap

Innen kartbladet når fjellene opp i 1400–1500 m høyde i øst. De danner en tinderekke langs vann-

skillet mellom Lønsdalen og Bjøllådalen. Passene mellom tindene ligger i ca. 1000 m høyde. I de høyeste nord- og østvendte botnene ligger det i dag små breer (Fig. 4).

Bjøllådalen er flere hundre meter nedskåret i landskapet. Lengst i sør ved munningen til Dunderlandsdalen (990 780) ligger dalbunnen ca. 300 m o.h. Den stiger til vel 600 m o.h. i nord ved Søre Bjøllåvatn. Bjøllådalen er utformet dels langs grensen mellom grunnfjell og yngre metasedimenter, dels i metasedimentene langs skyvedekkesoner og bergartsgrenser i disse (strøkdal). Den mindre, men parallelle Tespdalen (970 810) er også utformet som en strøkdal.

Vest for Bjøllådalen–Tespdalen hever terrenget seg for det meste over 900–1000 m o.h., med flere topper over 1200 m o.h. hvor det fins små breer.

Lengst nord ved Riebivag'gi (965 030) ligger et stort sletteområde vel 600 m o.h. langs øvre Tollåga.

Lengst i sør ligger den trange og dypt nedskårne Stormdalen (Fig. 5). Den er utformet på tvers av bergartenes strøkretning innen dette kartet (tverrdal), men litt lenger vest bøyer den av mot nord og går langs strøkretningen. Dalbunnen ligger ca. 300 m o.h. mens fjellene på begge sider når opp i 1200–1300 meters høyde. Andre mindre tverrdaler er Tollågas øvre løp (930 985), Vester-gila (930 885) og ved Kvitvatnet (940 825). Alle disse tverrdalene er hengende daler i forhold til strøkdalene, og ved munningen går elvene ofte i trange gjel.

I dalbunnene og nedre del av dalsidene fins det ofte mye løsmasser. Her er detaljene i landskapet preget av formelementer fra isavsmeltingen.

## Isbevegelser og isavsmelting

Hovedtrekkene i isbevegelsesmønsteret og avsmeltingsforløpet er gjengitt i den regionale oversikten nedenfor. Deretter beskrives detaljer innen kartbladet.

### *Regional oversikt*

Det er i dag en alminnelig oppfatning at innlandsisen nådde langt ut på kontinentalsokkelen utenfor Nordland for knapt 20 000 år siden (Fig. 1). Morenerygger ute på sokkelen kan skrive seg fra denne tiden. Noen av dem kan også være eldre (Andersen 1979). Isskillet, som var innlandsisens høyeste parti, lå langt øst for hovedvannskillet og parallelt med dette under avsmeltingsperioden

(Ljungner 1949, Ulfstedt 1980). Det betyr at ismassene stort sett beveget seg i vest- og nordvestlige retninger over Nordland. Etter hvert som iskanten trakk seg tilbake, fant det samtidig sted en nedsmelting av innlandsisens overflate slik at isen ble tynnere. Isbevegelsene ble da mer og mer styrt av det topografiske underlaget.

Sveian et al. (1979) har vist at det i Bjøllådalen og tilgrensende områder fant sted en kontinuerlig dreining fra den eldste vestlige bevegelsen (eldste fase i Fig. 7), til en yngre bevegelse i sektoren 350–380°. Det samme er funnet lenger nord innen nabobladet Beiardalen, 2028 I (Nordnes & Sund 1953, Sveian & Vallevik 1983). Dreiningen skjedde mest sannsynlig mens iskanten trakk seg inn mot kystområdene (Fig. 6) der den ble ligende for ca. 12 000–10 700 år siden under *Vassdaltrinnet* og *Straumøy-/Glomfjordtrinnet* (Andersen et al. 1981). Vallevik (1981) knytter den mellomste fasen (yngre retning) i Fig. 7 til tiden omkring *Straumøy-/Glomfjordtrinnet*.

Den kontinuerlige dreiningen av isbevegelsene ble av Nordnes & Sund tolket slik at isskillet måtte ha forflyttet seg mot syd. Sveian et al. (1979) og Sveian & Vallevik (1983) delte derimot Rekstads (1912, 1913) oppfatning om at topografien, særlig det høye fjellmassivet ved Svartisen i vest, i økende grad må ha tvunget isstrømmen til å dele seg i en nordvestgående mot Salten og en sydvestgående mot Rana. Den dypt nedskårne Beiardalen har også hatt stor betydning for dreining av isen. Den lokale bredannelsen i Svartisen var relativt liten på denne tiden (Rasmussen 1981). Påvirkningen av lokale brestrømmer herfra på avbøyningen av innlandsisens strømmer over Bjøllådal var derfor ubetydelig.

Under tilbaketrekningen etter *Straumøy-/Glomfjordtrinnet* stanset iskanten bl.a. ved Skjerstad ca. 10 000 år før nåtid. Dette korresponderer bra med Nordlittrinnet i Rana (Andersen et al. 1982). Inne på Saltfjellet var isbevegelsene trolig uforandret fra *Straumøy-/Glomfjordtrinnet*.

Senere trakk iskanten seg tilbake til indre fjordstrøk (Fig. 6). Da ble det også dannet markerte randtrinn: *Misværtrinnet* og *Ølfjelltrinnet*. Mindre markert er det yngre *Lønsdaltrinnet*. På Saltfjellet og videre nordover er disse trinnene kartlagt og tidfestet til 9500–9000 år før nåtid (Andersen et al. 1981, Bøen 1980). Lenger sør er trinnene ikke undersøkt i samme grad. Korrelasjoner til Rana er foreløpig vanskelig, men Andersen et al. (1981) mener at Hennesmorenene i Rana tilsvarer *Misværtrinnet* på grunnlag av <sup>14</sup>C-dateringer.

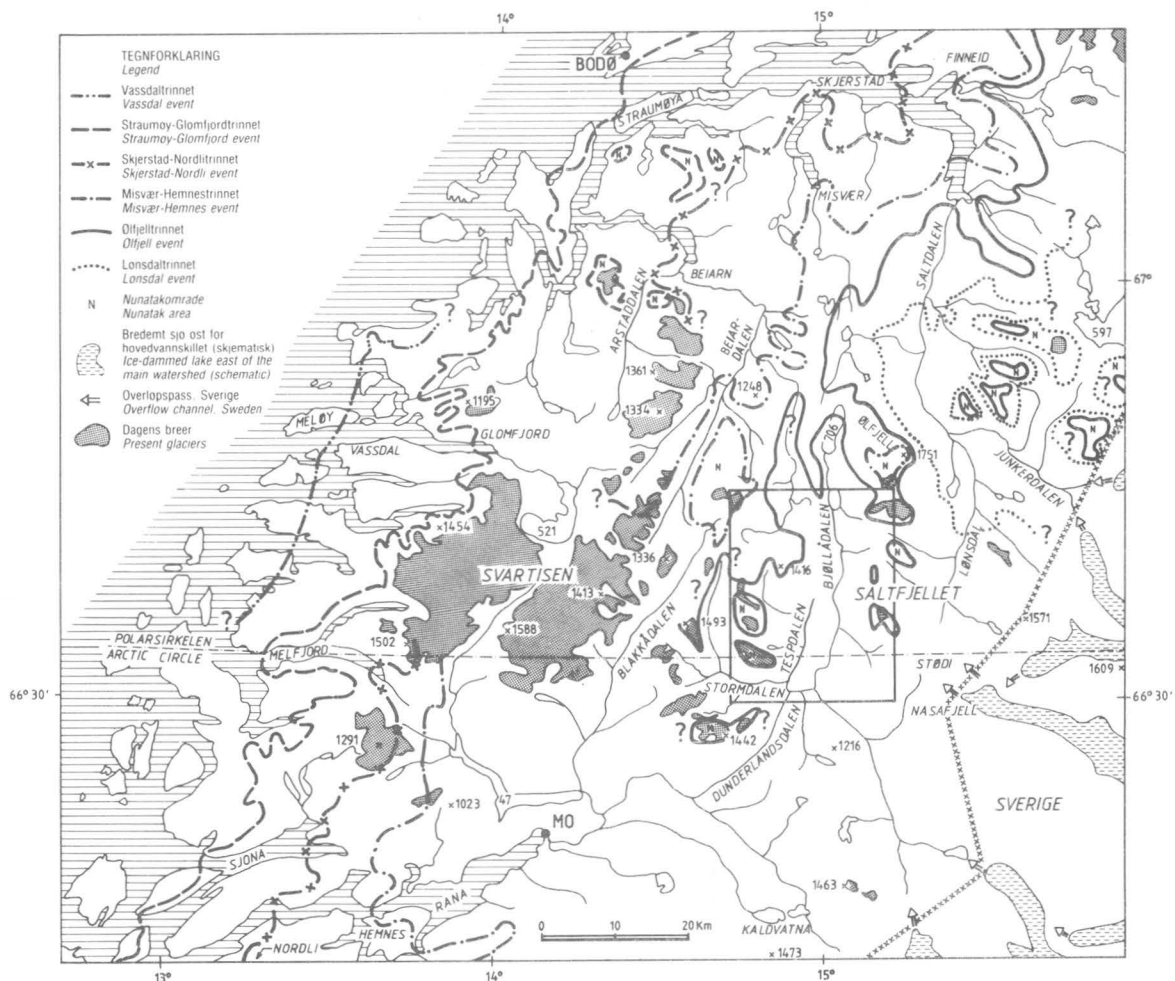


Fig. 6. Oversiktskart over midtre Nordland med israndtrinn fra perioden ca. 12 000–9 000 år før nåtid og lokalisering av bredeete sjøer øst for hovedvannskillet mot slutten av isavmeltingen. For referanser og nærmere detaljer, se teksten.  
 Map of central Nordland showing glacial events from the period ca. 12,000–9,000 yrs. B.P. and location of ice-dammed lakes east of the main watershed at the end of the deglaciation. For references and further details, see the text.

De høyeste fjelltoppene på Saltfjellet begynte å stikke opp av isen allerede før Misværtrinet. Etter hvert ble stadig større områder frismeltet. I slutfasen lå isen bare i dalgangene som utløpere fra det mer sammenhengende isdekket lenger øst (Fig. 9). Men også da var det bevegelse i ismassene (Sveian et al. 1979). En rekke randmorener i Saltdalen, Bjøllådalen og Tespdalen viser dette. Yngste isbevegelse i Fig. 7 tilsvarer dalbrefasen.

Bare lokalt finnes det spor etter dødisavsmelting på Saltfjellet. Tydeligst ser en dette øverst i Lønsdalen (Sveian 1980). Dødisavsmeltingen har på langt nær hatt så stort omfang som det Nordnes & Sund (1953) antok.

Til slutt har det trolig vært en rask tilbaketrekning av isen inn på svensk område. Her lå det betydelige ismasser igjen i noen tid etter at de norske fjellene var smeltet fri (Ulfstedt 1977). Under slutfasen eksisterte det store bredeete sjøer mellom hovedvannskillet og den østenforliggende isen. I Junkerdalen er det tydelige spor etter drenering fra slike bredeete sjøer (Bøen 1980, Sveian 1979b).

### Isbevegelser innen kartbladet

Rekonstruksjonen av isbevegelser innen kartbladet (Fig. 7) er hovedsakelig basert på isskurings-

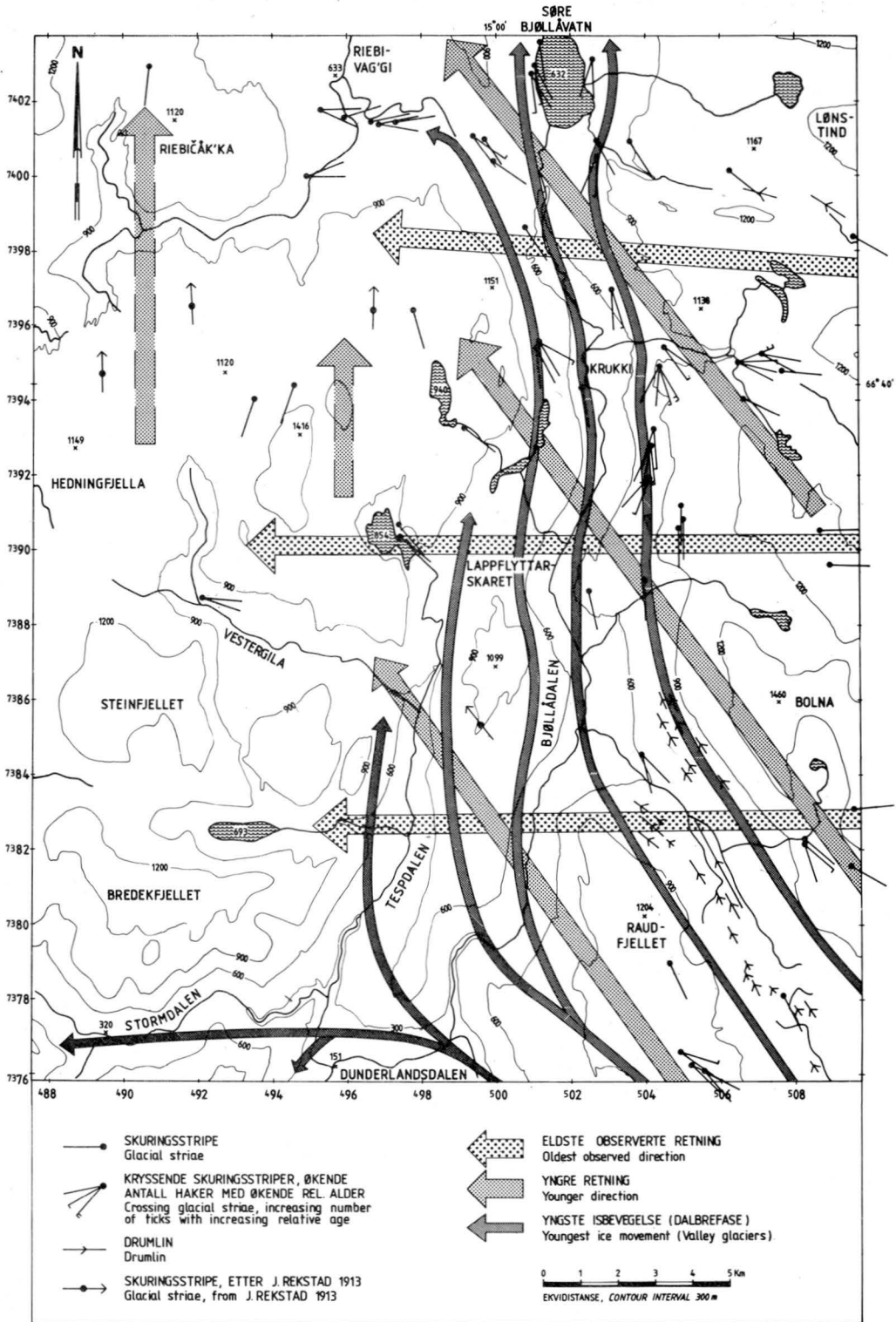


Fig. 7. Kartblad Bjöllådal. Rekonstruksjon av isbevegelsene. Map-sheet Bjöllådal. Reconstruction of the ice movements.

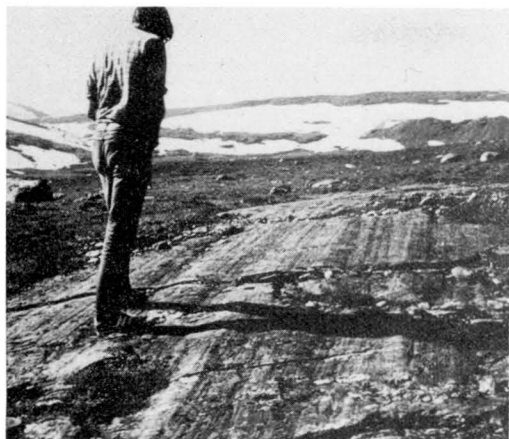


Fig. 8. Isskuring i Vestergila (922 888). Foto mot vest. Glacial striae at Vestergila (922 888). Photo looking west. Photo: H. Sveian 1976.

striper. De relative aldersforhold er bestemt på lokaliteter med kryssende isskuringstriper eller striper på støt- og lesider. For de yngste bevegelsene har også brerandavsetninger og drumliner vært av stor betydning for rekonstruksjonen. Rekonstruksjonen bygger dessuten på mange observasjoner utenfor kartbladet (Sveian 1984, Sveian & Vallevik 1983). Ved feltarbeidet ble det gjort få skuringsobservasjoner i høyereliggende områder.

De eldste skuringene på frittliggende lokaliteter i 1200–1300 meters høyde ved østre kartkant viser isbevegelser mot vest. Her oppe ble bare denne ene retningen funnet. Denne eldste fasen synes praktisk talt uavhengig av topografien siden bevegelsen går på tvers av de store dalene. Den representerer mest sannsynlig en istykkelse så stor at iskanten har nådd helt ut på kontinentalsokkelen. Vestlig bevegelse er også påvist i passet mellom Kjempåelva og Semskaelva (070 950) og i Vestergila (921 887), se Fig. 8. Siden de sistnevnte lokalitetene ligger i øst-vest-gående tverrdaler kan alderen på disse enten tilsvare eldste fase, eller de kan være dannet ved lokale avbøyninger av yngre bevegelser. Lengst vest på kartbladet er observasjonsmaterialet dessverre ikke tilstrekkelig til å rekonstruere eldste fase. Eldste fase på ca. 300<sup>s</sup> antas å svare til eldste fase ca. 320<sup>s</sup> for nabokartet Beiardalen, 2028 I (Sveian & Vallevik 1983).

Etter hvert som istykkelsen avtok, ble Beiardalen nordvest og nord for kartbladet gradvis en av hoveddreneringsveiene for innlandsisen (Sveian & Vallevik 1983). Dette var sterkt medvirkende

til den før nevnte avbøyningen mot nordnordvest inne på Saltfjellet, noe som førte til en yngre isbevegelsesretning slik som vist i Fig. 7. Dette svarer til Straumøy-/Glomfjordtrinnene og til fase B for nabokartet Beiardalen, 2028 I. I kartets nordvestre kvadrant er det funnet bare nordlig skuring i høyområdene. Observasjonsmaterialet er meget spinkelt her, og tolkningen er derfor også vanskelig. Det er mulig at den nordvestlige bevegelsen (yngre retning i Fig. 7) til slutt bøyde av mot nord her hvor isstrømmen nærmet seg Beiardalen som ligger bare en mil utenfor kartblad hjørnet. Overgangen til yngste retning (dalbefasen) kan ha startet omkring Misværtrinnets eller Ølfjelltrinnets tid. Også dette har vært en gradvis overgang.

Under Ølfjelltrinnet var isbevegelsen i Bjøllådalen ennå noe påvirket av nordvestgående brestømmer gjennom passpunktene mellom Bjøllådalen og Lønsdalen (Fig. 9A). Breen i Bjøllådalen (Bjøllådalbreen) var ennå så mektig at det også gikk en tunge nordvestover ved Stallogropa (995 011) til øvre Tollådalen. Etter Ølfjelltrinnet opphørte istilførselen gjennom fjellpassene ved østre kartkant (Fig. 9B). Bjøllådalbreen ble redusert til en utløper (dalbre) fra isen i Dunderlandsdalen, og hadde nordlig bevegelse opp gjennom Bjøllådalen. Innlandsisen lå fremdeles over hele Lønsdalområdet, og den beveget seg mot nord i Saltdalen, mot vest i Stormdalen og mot sørvest i Dunderlandsdalen. Også da var det aktivitet i Bjøllådalbreen. Særlig i østre dalside finnes tallrike randmorener som gjenspeiler små framstøt mens breoverflata generelt sett senket seg og brefronten trakk seg sørover i dalen. Denne isbevegelsen mot nord i Bjøllådalen ble også funnet av Rekstad (1912, 1913). I Raudfjelleldalen (045 830) var brebevegelsen mot nordvest inn i Bjøllådalen. Skuringsstriper og mange drumliner viser dette meget tydelig (Fig. 22).

### *Isavsmelting og smeltevannsdrenering innen kartbladet*

Nedenfor gis en beskrivelse og diskusjon av isavsmeltingsforløpet f.o.m. tiden omkring Ølfjelltrinnet. For å følge det kronologisk ordnede stoffet er det viktig å være klar over at breoverflata hadde en helning mot nord under avsmeltingen. Det medførte bl.a. at smeltevannet tok helt andre veier enn dagens drenering (isdirigert drenering). Dette fikk store konsekvenser for oppdemming av dalene og for dannelsen av smeltevannsløp, breelavsetninger og bresjøavsetninger m.m.

Fig. 9. Rekonstruksjon av isavsmeltingen på Saltfjellet. A: Ølfjelltrinnet. Store deler av høyfjellene innen kartblad Bjøllådalen er isfrie. Usikker beliggenhet av breranden i vestlige del av bladet. B: Lønsdalstrinnet. Sikker rekonstruksjon i Lønsdal–Saltalområdet på grunnlag av randmorener, isskuring og bresjøavsetninger. Usikker korrelasjon med brefrontene sør i Lønsdalen og i Bjøllådalen. Isbevegelser i Sverige etter Ulfstedt (1980).

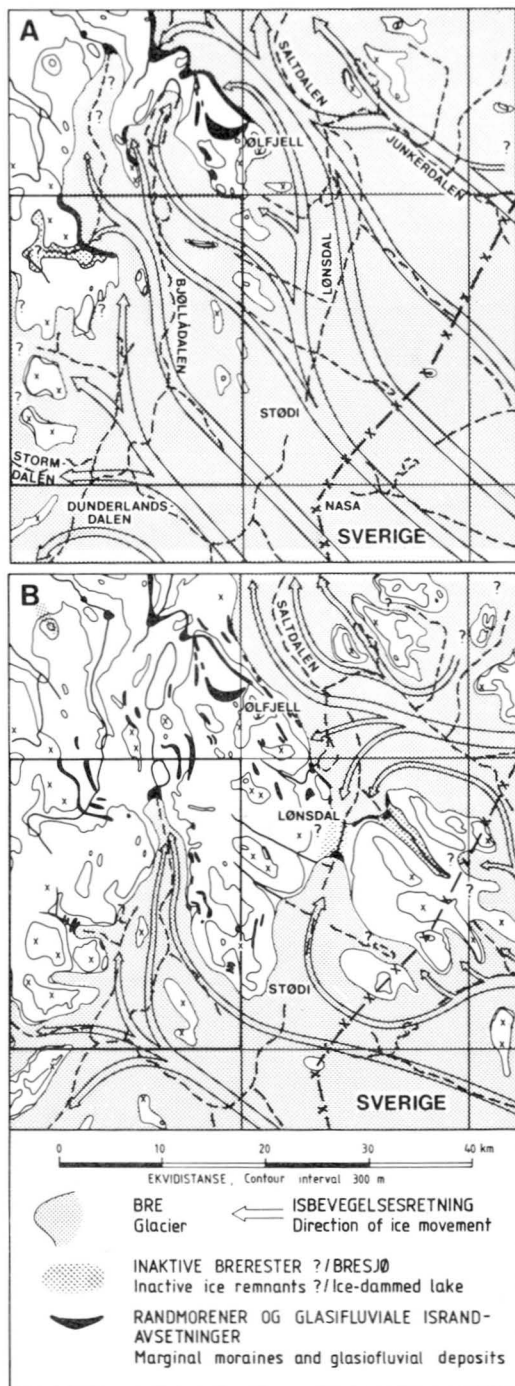
*Reconstruction of the deglaciation on Saltfjellet. A: The Ølfjell event. Large parts of the highest ground within the map-sheet Bjøllådalen are deglaciated. The position of the ice margin in the western parts of the map is uncertain. B: The Lønsdal event. Reliable reconstruction in the Lønsdal–Saltal area on the basis of marginal moraines, glacial striae and glaciolacustrine deposits. Tentative correlation with the ice fronts south of Lønsdal and in Bjøllådalen. Ice movements in Sweden after Ulfstedt (1980).*

### Ølfjelltrinnet

Rekonstruksjonene i Fig. 9A og 10A bygger på data fra kartleggingsarbeidet på Saltfjellet (Fig. 1A) og på kjennskap til de yngste isbevegelsesretningene på svensk side (Ulfstedt 1980). Ølfjelltrinnet representerer et betydelig framstøt av innlandsisen. Det avspeiles først og fremst i de store israndavsetningene vest og nord for Ølfjellet (Sveian et al. 1979, Bøen 1980, Sveian & Vallevik 1983). Isen var nå oppdelt i dalbreer ved fronten.

Tolkningen av Ølfjelltrinnet sør for Ølfjellet er i samsvar med tolkningen i Sveian & Vallevik (1983), men er noe modifisert i forhold til rekonstruksjonen i Sveian et al. (1979) som bygde på et spinklere bakgrunnsmateriale. Breoverflata lå ca. 1200 m o.h. ved Ølfjellets østside samtidig som overflatehelningen og brebevegelsesretningen var mot nord og nordvest i Lønsdalen. Dette betyr at breen sannsynligvis har nådd opp til ca. 1400 m o.h. ved Bolnaområdet i sørøst-hjørnet av kartbladet. Bare de høyeste toppene mellom Bjøllådalen og Lønsdalen stakk opp som nunataker. Sveian et al. (1979) antydte et sammenhengende nunatakområde og en lavere breoverflate her.

De nordligste delene av kartbladet lå innenfor breens avsmeltingsområde (ablasjonsområde). Her ble det dannet randmorener i Riebičák'ka (925 020) og ved Losbekken (962 987), Fig. 11. Tollågas dal fra randsonen og vestover til Tollåsandan (890 977) ligger et par hundre meter lavere enn terrenget omkring. Mulighetene er store for at breen demte Tollåga i en tid ved dalmunningen (948 990) slik at det oppsto en sjø med eventuelle dødisrester vestover mot Tollåsandan. De relativt store arealene med sand langs elva kan ha vært bresjøsedimenter som elva senere har omlagret. En ryggformet grusavsetning (898 994) kan være dannet som sprekkefylling i



dødis. Det er imidlertid ikke funnet strandlinjer (seter) eller andre former som kunne tyde på noen langvarig oppdemning med stabilt vannivå eller noen åpen bresjø. En eventuell bresjø kan ha hatt

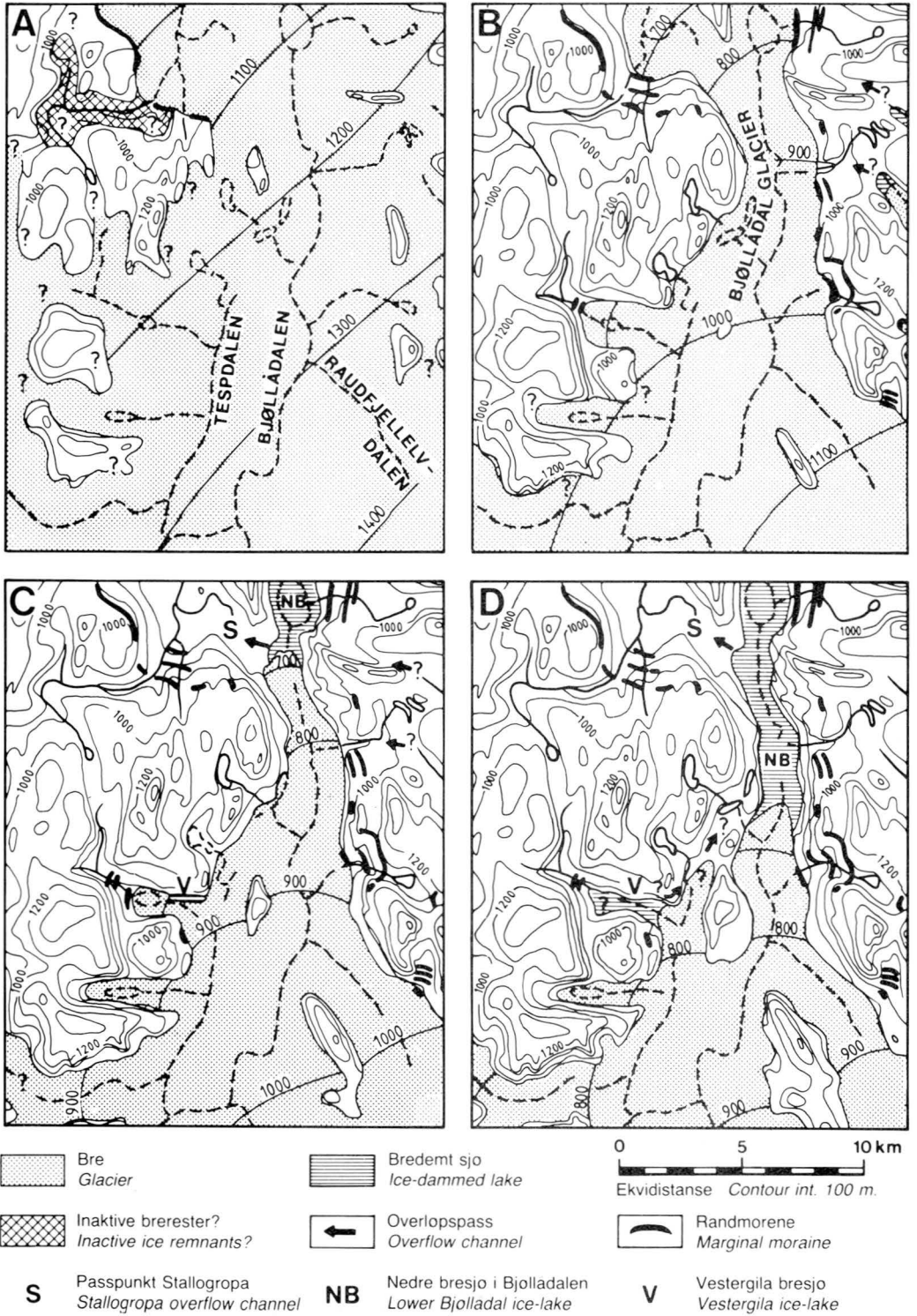


Fig. 10. Rekonstruksjon av isavsmeltingen innen kartblad Bjøllådal. A tilsvarer Fig. 9A og C tilsvarer Fig. 9B. Reconstruction of the deglaciation within the map-sheet Bjøllådal. A corresponds to Fig. 9A and C to Fig. 9B.





Fig. 11. To parallelle randmorener nord for Riebičák'ka. Foto mot nord fra lokalitet (916 028).  
*Two parallel marginal moraines north of Riebičák'ka. Photo looking north from locality (916 028).*  
 Photo: O. Furuhaug 1976.



Fig. 12. Laterale smeltevannsrenner i fjellsiden sør for Riebičák'gi (960 000). Foto mot sør ca. fra lokalitet (960 014).  
*Lateral meltwater channels south of Riebičák'gi (960 000). Photo looking south from locality (960 014).*  
 Photo: H. Sveian 1976.

to mulige avløp over passområder. Det ene er vestover til Stormdalen ca. 910 m o.h. (888 959). Det andre er nordøstover til Beiardalen ca. 950 m o.h. (906 027) dersom Stormdalspasset var blokkert av is. En tredje mulighet er drenering under breen langs Tollågas dalføre mot nord. Det er usikkert hvor høyt breoverflata lå lenger vest i Stormdalen, men hvis den lå helt inn til passet (888 959) og Tollåsandane ikke var demt av en bresjø, så kan det kanskje ha gått smeltevannsdrenering motsatt veg fra Stormdalen til Tollåga over dette passet? Områdene vest for kartkanten er ikke undersøkt.

I søndre og midtre deler av kartet lå breoverflata under Ølfjelltrinnet høyere enn datidens glasiasjonsgrense (Bøen 1980). Det samme gjorde toppene av Steinfjellet og Bredefjellet i sørvest og de toppene som stakk opp av isen ved østre kartkant. I disse områdene er rekonstruksjonen av breoverflata usikker.

#### *Isavsmeltingen etter Ølfjelltrinnet*

Et yngre stadium i isavsmeltingen er skissert i Fig. 10B. Bjøllådalsbreen kan ennå ha demt "Øvre bresjø" i Bjøllådalen nord for kartkanten (Sveian & Vallevik 1983). Terrasser i breelavsetningene

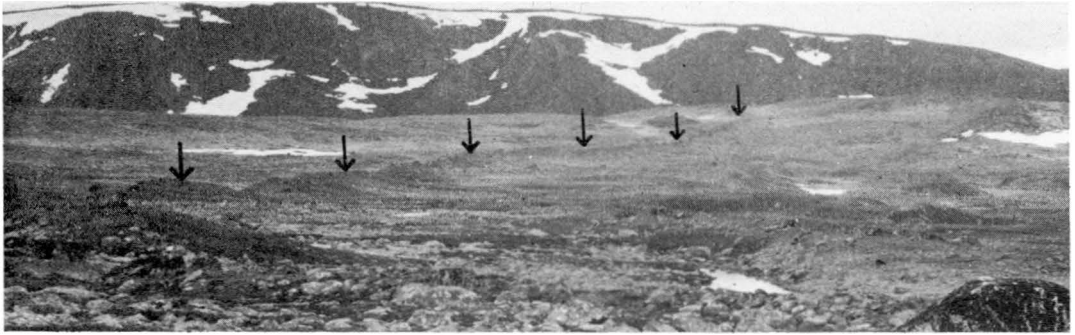


Fig. 13. Randmorene på platået øst for søre Bjøllåvatnet. Foto mot sør fra lokalitet (045 023). I bakgrunnen sees fjellet Ruov'divarri (045 992).

*Marginal moraine on the plateau east of lake søre Bjøllåvatnet. Photo looking south from locality (045 023). In the background mount Ruov'divarri (045 992).*

*Photo: H. Sveian 1975.*



Fig. 14. Randmorener i sørsiden av Bolna. Krysset markerer det lille vatnet ved (084 833). Foto mot nord-nordvest fra lokalitet (090 825). I forgrunnen sees blokkmark, i bakgrunnen botnen ved (074 845).

*Marginal moraines on the southern slopes of mount Bolna. X marks the small lake at (084 833). Photo looking north-northwest from locality (090 825). In the foreground, blockfield; in the background, the cirque at (074 845).*

*Photo: O. Furuhaug 1977.*

øst for søre Bjøllåvatnet (033 031) og strandlinje vest for vatnet (002 030) er trolig de sydligste spor av "Øvre bresjø". Finsandavsetningene vest for vatnet (007 025) er fra denne tiden. Snart begynte dreneringen å gå vestover gjennom passpunktet Stallogropa (995 011). Fra da av ble det etablert et lavere bresjønivå, "Nedre bresjø", i Bjøllådalen (Sveian et al. 1979). Situasjonen i Fig. 10B førte

til at mye smeltevann fra Bjøllådalsbreen rant vestover langs iskanten til Tollåga i perioden etter Ølfjelltrinnet. I lia sør for Riebivag'gi er det en serie lateralrenner (960 000). De har svakt fall mot vest og ble dannet etter hvert som breoverflata smeltet ned (Fig. 12).

Ved nordre kartkant ligger store områder med bresjøavsetninger (055 022, 050 997). Mest sann-



Fig. 15. Blokkoverflate ved Raudskardet (063 996), sannsynligvis et gammelt breelvløp dannet ved drenering vestover fra Lønsdalen til Bjøllådalen.

*Boulder surface at Raudskardet (063 996), probably a result of meltwater drainage from Lønsdal to Bjøllådalen. Photo: H. Sveian 1977.*

synlig er de avsatt under eller langs Bjøllådalbreen i forbindelse med overløp fra Lønsdalsområdet gjennom passene nord og sør for Lønstind (092 023, 085 992, 080 945). Dette kan ha skjedd før breen var smeltet fullt så langt ned som vist i Fig. 10B. Omtrent samtidig med dette ble det avsatt bresjøsedimenter i oppdemte områder på østsida av passene (095 982, 085 944). Passet like sør for Lønstind ligger lavest, og det kan ha fungert lengre enn de to andre (Fig. 15).

I østre dalside i Bjøllådalen ligger det mange tydelige randmorener. Da de opptrer usammenhengende, er det en viss usikkerhet knyttet til rekonstruksjonen i Fig. 10B. De høyestliggende i nord (048 030) er knyttet sammen med de høyestliggende ved Kvitsteinelva (065 895) og de øverste i den trange botnen i Bolnas sørsida (088 835). De sistnevnte er avsatt av ei lita sidetunge som beveget seg mot nord inn i denne botnen fra breen i Raudfjelleldalen. Det antas at denne tunga hadde svært bratt overflate, og at breoverflata like utenfor lå ca. 1200 m o.h. Samtidig gikk ei lita bretunge over vannskillet ved kartkanten nord for Bolna og avsatte små endemorener her (087 875). Hvis breen lå slik (Fig. 10B), så må overflategradienten for Bjøllådalbreen ha vært ca. 15 m/km mot nord. Overført til vestsida av dalen betyr dette at brekanten antagelig lå ved de innerste randmorenene i Vestergila (923 885). Ellers i vestsida er det få holdepunkter for rekonstruksjonen. Dette skyldes i stor grad at dalsida er bratt, og at det generelt er lite løsmasser der. Det samme gjelder vestsida av Tespdalen i sørvestre del av kartet.

Fig. 9B og 10C tar utgangspunkt i at brefronten lå rolig en stund like sør for søre Bjøllåvatnet (012 005). Passpunkt Stallogropa 678 m o.h. var

smeltet fram, og her gikk avløpet fra "Nedre bresjø" i Bjøllådalen vestover til Tollådalen. Inn i denne bresjøen rant det store mengder smeltvann langs Bjøllådalbreen fra sør. Det ble bygd opp en stor grusterrasse i nivå med passpunktet og bresjøen. Grusterrassen har en tydelig iskontakt mot sør. En stor terrasse med dødisgrop ved sørenden av vatnet (020 008) og en liten lateralterrasse øst for vatnet (027 033) ligger i samme nivå, og tyder på at bresjø-nivået var etablert allerede mens det lå isrester igjen i søre Bjøllåvatnet. I Vestergila startet en bresjøutvikling omtrent på denne tiden. For øvrig er brekanten rekonstruert langs noen små randmorener i østre dalside av Bjøllådalen. Fremdeles kan det ha vært overløp østfra i passene ved østre kartkant. Den store breelvterrassen ved Kjempaelva (040 955) er bygd opp omtrent til "Nedre bresjø"-nivået. Overflata med en mengde blokker og strømfurer har svak helning ut fra dalsida, noe som tyder på at den er bygd opp noen få meter over bresjønivået (Fig. 16 og 17).

Den bratte skråningen ut mot dalen og avsetningens langstrakte form tyder absolutt på at den er avsatt mens det lå is i hoveddalen og det var demt en lateral sjø hvor dreneringen ut fra skaret ved Kjempaelva ble bøyd av nordover. I Fig. 9B antydes det at dette stadium i isavsmeltingen i Bjøllådalen er samtidig med Lønsdalstrinnet lenger øst. En slik korrelasjon er sannsynlig, men den er usikker fordi det er lite holdepunkter for den sørlige delen av figuren.

Fig. 10D viser et enda senere stadium i avsmeltingen. "Nedre bresjø" kan nå ha vært en åpen sjø i nordre del mens det kan ha vært lateralsjøer lenger sør. Nivået kan spores som terrasser og usammenhengende strandlinjer sørover til Raudfjellelva. Her ligger strandlinjer i vestre dalside (012 847), og breelvavsetningen ved Johan Larsson-jåkka er bygd opp til ca. 680 m o.h. (060 822). De tydeligste strandlinjene sees sør for Kjempaelva (037 940), vest for Krokki (016 950) og ved Kjeldeelva (019 918–005 890). Ved bresjøen i Vestergila ble det dannet to strandlinjer med noen meters avstand (970 872). De ligger ca. 780 m o.h. og er tydelige bare på nordsida av Vestergiladalen omkring munningen av denne (Fig. 18). Det er derfor mest sannsynlig at denne sjøen var en lateral bresjø. Avløpet har trolig gått nordover i vestsida av Tespdalen (977 875). Hvis smeltevattnet ikke søkte seg ned under isen, kan det kanskje ha gått langs iskanten nordover til passene mot Kjeldeelva (998 910, 002 910) og ned i "Nedre bresjø" her? Bresjøen i Vestergila ble trolig tappet litt før isen var smeltet så langt



Fig. 16. Østre dalside i Bjøllådalen ved Kjempeåelva, fotografert fra Krokkistua (020 958) mot øst. Den største terrassen ca. 680 m o.h. svarer til nivået for "Nedre bresjø" (se også Fig. 17). Til venstre sees lateralrenner i litt høyere nivåer i dalsida. Til høyre sees kantene fra Kjempeåelvas nedskjæring i terrassen. X viser hvor bildet i Fig. 17 er tatt fra.

*The eastern side of Bjøllådalen at Kjempeåelva, photographed from Krokkistua (020 958) looking east. The largest terrace c. 680 m a.s.l. was deposited in the ice-dammed lake 'Nedre bresjø' (see Fig. 17). To the left some lateral channels can be seen at higher levels. To the right the river Kjempeåelva's erosion into the large terrace is clearly seen. X marks the place where the photo in Fig. 17 was taken.*

*Photo: J. Rekstad 1912.*



Fig. 17. Breelvterrassen ved Kjempeåelva ca. 680 m o.h. (039 958), sett mot nord (se også Fig. 16). Terrasseoverflaten er blokkrik og har en mengde gamle breelvløp. I dalbunnen sees elveslettene ved Krokkistua (020 958). X markerer stedet hvor bildet i Fig. 16 ble tatt.

*The glaciofluvial terrace at Kjempeåelva c. 680 m a.s.l. (039 958), looking north (see Fig. 16). The terrace has a high frequency of boulders and a large number of fossil drainage channels of the surface. In the background the river Bjøllåga and the fluvial plains at Krokkistua (020 958). X (to the left) marks the place where the photo in Fig. 16 was taken.*

*Photo: P. A. Kjærnes 1975.*

ned som antydnet i Fig. 10D, men her kan det ha vært vekselvis tapping og oppdemming i en periode. Breelvvifta ved Tespa (977 860) kan være et resultat av slik tapping.

Stallogropa 678 m o.h. er det laveste passpunktet hvor smeltevatnet kunne drenere ut av Bjøllådalen mens isen helt blokkerte avløpet i sør. Strandlinjer i lavere nivåer må derfor være dannet



Fig. 18. Parallele strandlinjer fra en bredemt sjø (seter) ca. 790 m o.h. ved sammenløpet av Tespdalen og Vestergila (970 872). I forgrunnen sees en dyp nedskjæring i tykt morenedekke. Foto mot nord fra lokalitet (967 855).

*Parallel shorelines ('seter') from an ice-dammed lake c. 790 m a.s.l. at the mouth of Vestergila, a tributary valley at Tespdalen (970 872). In the foreground is a high erosion brink in a thick cover of till. Photo looking north from locality (967 855).*

*Photo: H. Sveian 1976.*

i bresjøer som hadde sitt avløp under eller langs isen sørover til Dunderlandsdalen. Slike tydelige strandlinjer fins ca. 625 m o.h. ved Lappflyttarskardet (007 890) og vest for Raudfjellelva (013 847). Den førstnevnte ble omtalt av Rekstad (1912) som sammenlignet de to strandlinjene på denne lokaliteten med de kjente "parallel roads" i Skottland. I slutten av bresjøfasen ble det avsatt mye sand i dalbotnen i midtre del av Bjøllådalen (033 930 – 020 873). På kartet er det valgt en orange farge. Det kan diskuteres om disse massene skal tolkes som bresjøavsetninger, og alternativt kunne de hatt en lys gul farge. Midt i dette området ligger det en esker som består av sand og grus. Det er ikke utført detaljstudier for å avklare hvordan dreneringen gikk da ryggen ble avsatt. Sveian et al. (1979) antok at den kunne være dannet ved tapping av bresjøer mot sør. En alternativ tolkning er at den er dannet i bunnen av Bjøllådalsbreen ved drenering nordover til en bresjø i Bjøllådalen før tappingen mot sør startet.

De siste restene av innlandsisen lå ved søndre kartkant i hoveddalføret Dunderlandsdalen. Sidedalene Bjøllådalen, Tespdalen og Stormdalen var blokkert i nedre deler. I Tespdalen ligger bresjøavsetninger ca. 500 m o.h. og vitner om en oppdemning av denne dalen i likhet med Bjøllådalen. I Stormdalen er det ingen tydelige spor etter oppdemning. Denne dalen ligger ca. 300 m o.h. og drenerer østover til Tespa. Det kan ha vært gunstige vilkår for oppdemning her også. Alle passene vestover vest for kartbladet når opp

til nesten 900 m o.h. eller mer, og avløpet fra en eventuell bredemt sjø i sluttfasen må ha gått langs eller under isen til Dunderlandsdalen. Det fins et par små eskere i dalen som kan tyde på slik drenering, men dette kan også ha foregått uten at det var noen oppdemning. Elvene Bjøllåga (988 780), Tespa (957 785) og Stormdalsåga (952 782) går i dypt nedskårne gjel det siste stykket før sammenløpet med Ranaelva. Også Ranaelva går i et trangt gjel like nedenfor sammenløpet med Bjøllåga (982 767). Alle disse gjelene antas å være anlagt av smeltevannsdreneringen ved slutten av isavsmeltingen. Også den store vifta ved munningen av Tespa (953 763) er bygd opp på denne tida. Ved kartkanten (992 760) ligger en breelavsetning tolket som sandur avsatt foran brefronten etter at den hadde trukket seg tilbake lenger oppover Dunderlandsdalen.

## Løsmasser

I dette kapitlet gis en beskrivelse av avsetningene innen kartbladet. Løsmassenes dannelsesmåter og geologiske prosesser generelt er kort omtalt i Generell del. Stoff om praktisk bruk av løsmasseressursene finnes i Tillegg.

## Morenemateriale

Morenemateriale har størst utbredelse av jordartene i området. Det er vesentlig av bunnmorene type.

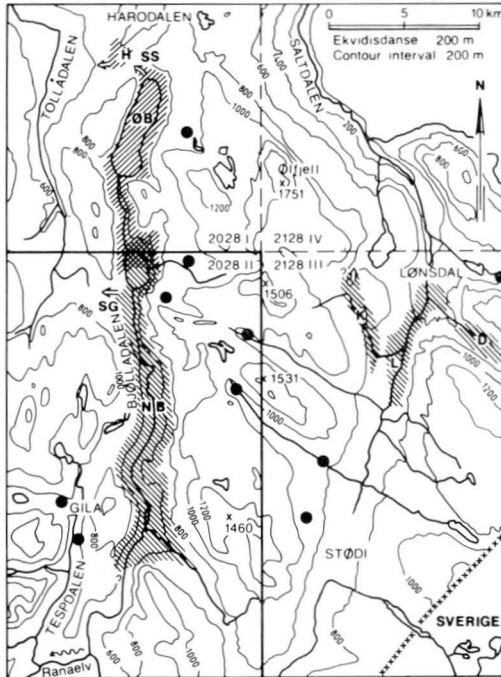


Fig. 19. Skjematisk oversikt over bresjøområdene på Saltfjellet. Rastrerte områder viser største mulige utbredelse av de store bresjøene (se for øvrig teksten). Utløp over passområder er vist med piler. Prikker viser små lokale bresjøer. H = Harodalsjøen, SS = Steinskar, ØB = Øvre bresjø i Bjöllådalen, NB = Nedre bresjø i Bjöllådalen, SG = Stallogropa, K = Bresjøområdene i Kjemådalen, L = Bresjøområde i Lønsdalen og D = Bresjøområde i Dypenådalen. Stiplede linjer viser kartbladinn deling for M 711-serien, M 1:50 000.

*Schematic map of the ice-lake areas on Saltfjellet. Shaded areas show the largest possible extent of the large lakes (see the text). Overflow channels are shown with arrows. Dots show small local lakes. H - lake Harodalsjøen, SS - Steinskar overflow channel, ØB - lake Øvre bresjø at Bjöllådalen, NB - lake Nedre bresjø at Bjöllådalen, SG - Stallogropa overflow channel, K - lake area at Kjemådalen, L - lake area at Lønsdalen, D - lake area at Dypenådalen. Dashed lines show map-sheets in the M 711-series, scale 1:50,000.*

**Kartleggingsenheter.** Morenedekket er inndelt i to kartleggingsenheter etter sin mektighet. I tillegg er randmorener skilt ut som den tredje enheten.

"Morenemateriale, sammenhengende dekke, stedvis med stor mektighet" er vanligvis fra en halv til noen få meter tykt. I enkelte dalsider og i drumliner kan mektigheten være større.

"Morenemateriale, usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen" dominerer store arealer innen kartbladet. Det er nesten bestandig en gradvis overgang til bart fjell eller sammenhengende morenedekke. Innslag av tynt forvittringsdekke forekommer, både i form av finkornig



Fig. 20. I høyfjellet er det tynne morenedekket ofte oppblandet med frostforvitret materiale. Foto fra Bolna (097 847) som viser rundete moreneblokker og forvitret granittisk gneis.

*At high altitudes the thin and discontinuous cover of till is often mixed with frost-weathered material. Photo from mount Bolna (097 847) showing well-rounded boulders and weathered granitic gneiss.*

*Photo: O. Furuhaug 1977.*

forvittringsmateriale i skiferområdene, og som frostforvitret blokker på toppene i gneisgranittområdene (Fig. 20). På de aller høyeste toppene kan frostforvittringen muligens dominere, men disse er ikke skilt ut med egen farge på kartet. Innslag av skredmateriale forekommer i bratte dalsider.

"Randmorene" er brukt for tydelige ryggformer hvor størrelse, form og materialsammensetning varierer noe. De største er 5–10 m høye. Foruten randmorener fra isavsmeltingstiden er også unge randmorener foran dagens breer angitt (Fig. 4).

**Morenematerialets overflate.** Morenedekket preger dalbunnene, mange av dalsidene og enkelte viddeområder. I øst har store deler av dekket en blokkrik overflate spesielt over 900–1000 m o.h. (Fig. 4 og 14, forgrunn). Enkelte områder i vest har også høyt blokkinnhold, f.eks. ved Gilaksla (960 945). Randmorenene kan ha partier med høyt blokkinnhold. Blokker mindre enn ca. 1 m<sup>3</sup> er ofte betydelig rundet.

Av overflateformene er nevnt randmorener som danner tydelige rygger. Tverrprofilen av enkelte rygger er påvirket av at smeltevannet rant langs dem og utformet en bratt erosjonsskråning. Drumlinene i Raudfjelleldalen – Bolnadalen (045 860 – 085 762) er lange, svakt hvelvete rygger som sees tydelig på flyfotografiene og i terrenget (Fig. 22, bakgrunn). I øst ligger et par tydelige rygger med nordvestlig lengderetning i le for høye fjelltopper (083 022, 082 930). "Stripet overflate" (fluted surface) fins på små felter i nordøst (069 016, 092 025). Soliflukasjon eller jordsig er særlig framtrekkende nord for Jal'ge-



Fig. 21. Solifluksjonstunger (sigjord) i morenemateriale ved Riebičák'ka (907 993). Foto mot nordøst.  
Solifluction lobes in the till at mount Riebičák'ka (907 993). Photo looking northeast.  
Photo: O. Furuhaug 1976.



Fig. 22. Drumliners i Raudfjelleldalen (063 798 - 046 822). Foto mot sørvest fra Bolna (095 838). I forgrunnen ligger randmorenene vist i Fig. 14. R = Råudfjellet (040 803), S = Saratuva (036 773), Ø = Ørtfjellet (930 760).  
Drumlins at Raudfjelleldalen (063 798 - 046 822). Photo looking southwest from mount Bolna (095 838). In the foreground are the marginal moraines shown in Fig. 14. R - Råudfjellet (040 803), S - Saratuva (036 773), Ø - Ørtfjellet (930 760).  
Photo: H. Sveian 1977.

Tabell 1 (Table 1)

Prøvenr. Fig. 24	Journal- nr. NGU	UTM-ko- ordinater	Materialtype	Dyp (m)	Kornfordeling, vekt-%				Md (mm)	Bergartsinnhold (%), 4,8–8,0 mm				
					Grus 19,1– 2,0 mm	Sand 2,0– 0,063 mm	Silt 0,063– 0,002 mm	Leir <0,002 mm		Granitt og granittisk gneis	Glimmer- sk. og kvartsitt	Amfib- olitt	Ultra- basitt	Kvarts
1	7829	026 033	Breeløvsetn.	1,2	1	92	7	–	0,13					
2	7830	026 033	Breeløvsetn.	1,0	31	68	1	–	0,65	70	25	–	–	5
3	7844	052 032	Bresjøvsetn.	4,0	–	85	15	–	0,11					
4	8443	903 028	Bresjøvsetn.	1,0	2	73	25	1	0,11					
5	7832	028 021	Breeløvsetn.	2,0	17	81	2	–	0,32	74	17	1	–	8
6	7831	029 024	Sandig morene	1,5	15	58	27	–	0,16	83	12	–	–	5
7	7836	045 026	Sandig morene	3,0	25	60	15	–	0,29	97	2	–	–	2
8	7847	050 020	Sandig morene	0,5	21	50	27	2	0,16	95	1	–	–	4
9	7845	056 027	Bresjøvsetn.	1,0	–	28	72	–	0,040					
10	7846	056 027	Bresjøvsetn.	1,2	20	76	4	–	0,35	98	–	–	–	2
11	7839	012 015	Breeløvsetn.	1,0	48	45	7	–	1,8	63	27	4	–	6
12	7833	027 013	Breeløvsetn.	4,0	57	43	–	–	2,6	69	26	–	–	5
13	7834	032 005	Bresjøvsetn.	3,0	–	67	33	–	0,093					
14	7835	038 001	Bresjøvsetn.	2,0	21	62	17	–	0,20	65	33	–	–	2
15	8444	943 995	Sandig morene	2,0	19	55	24	2	0,18	69	26	–	–	5
16	8445	092 987	Bresjøvsetn.	1,0	1	64	35	–	0,09					
17	8461	959 983	Breeløvsetn.	0,5	29	62	9	–	0,56	58	39	–	–	3
18	7841	019 986	Bresjøvsetn.	0,7	14	86	–	–	0,44	86	8	2	–	4
19	7840	014 975	Bresjøvsetn.	2,0	–	45	49	6	0,051					
20	7842	031 958	Sandig morene	1,0	14	61	24	1	0,22	78	15	–	1	6
21	7843	035 959	Grusig morene	1,0	42	56	2	–	1,1	85	10	–	–	5
22	8442	082 944	Bresjøvsetn.	0,5	–	100	–	–	0,34					
23	7856	033 933	Bresjøvsetn.	0,6	1	63	36	–	0,08					
24	7857	029 913	Breeløvsetn.											
			ant. esker	1,0	38	52	10	–	1,2	69	19	–	–	12
25	7858	026 908	Breeløvsetn.											
			ant. esker	0,3	80	19	1	–	5,4	77	16	–	1	6
26	7855	032 904	Breeløvsetn.	0,2	91	9	–	–	6,3	89	9	–	–	2
27	8462	965 868	Grusig morene	1,0	36	62	2	–	0,89	58	39	–	–	3
28	8463	966 867	Grusig morene	0,6	53	45	2	–	2,2	38	51	–	–	11
29	8447	034 845	Bresjøvsetn.	1,0	1	71	28	–	0,09					
30	8446	044 836	Bresjøvsetn.	0,5	2	81	17	–	0,15					
31	8474	924 784	Siltig morene	0,7	10	49	34	7	0,08	–	97	–	–	3
32	8467	931 780	Breeløvsetn.	1,0	14	83	3	–	0,61	2	90	–	–	8
33	8473	946 782	Breeløvsetn.	0,5	35	59	6	–	0,78	6	81	6	–	7
34	8465	918 778	Elveavsetn.	0,1	2	97	1	–	0,43					
35	8468	918 778	Skredavsetn.	0,5	5	94	1	–	0,56					
36	8472	938 776	Elveavsetn.	1,5	53	44	3	–	2,3	13	78	–	–	9
37	8471	906 769	Breeløvsetn.	1,0	–	99	1	–	0,36					
38	8460	993 760	Breeløvsetn.	1,5	24	73	3	–	1,06	45	37	–	–	18
39	8469	883 758	Grusig morene	1,0	26	67	7	–	0,33	11	80	–	–	9



soai'vi (973 960) hvor det dannes tydelige tungeformete valker (Fig. 21). Smeltevannsformene; løp, nedskjæringer og strandlinjer (seter) er godt utviklet mange steder i morenedekket. Yngre erosjonsformer er nedskjæringer langs elver og bekker.

**Morenematerialets sammensetning.** Kornfordelingen for prøver av morenematerialet er vist i Tabell I og Fig. 23A. Flertallet av prøvene består av sandig morenemateriale, dvs. et silt- og leirinnhold mellom 15 og 35%. Det generelle inntrykket fra feltobservasjonene er at morenematerialet som regel har høyt innhold av finsand. Bare en prøve fra Stormdalen (nr. 31) viser siltig morene. Noen prøver viser grusig morene, og to av disse (nr. 27 og 28) er tatt ved munningen av dalen Vestergila hvor materialet kan ha vært utsatt for smeltevannsvasking under avsetningen. Det samme gjelder også prøve 21 ved Kjempåelva. I dalsida øst for søre Bjøllåvatnet er flere partier av morenedekket delvis omvasket av smeltevann. Dette er markert med B-er på kartet. Enkelte moreneforekomster er detaljundersøkt av NGI med hensyn på kornfordeling og volum (Lien & Løset 1974, Sande og Tvette 1976).

Randmorenenes kornfordeling varierer. Oftest består ryggene av usortert materiale, men noen partier kan være dominert av sand- og fingrusfraksjonene som følge av smeltevannsaktivitet ved iskanten under dannelsesfasen. Prøve nr. 7 er fra en av ryggene øst for søre Bjøllåvatnet. Unge randmorener fins i øst ved Bolna (080 873, 096 865, 076 845) og i vest ved Steinfjellet og Bredekfjellet (892 893, 907 882, 902 822). Østrem (1964) har avbildet og omtalt en ung lokal morene på nordsida av Bolna (080 873). Han antar at den har iskjerne fordi den er svært stor i forhold til størrelsen på breen som avsatte den. Sannsynligvis gjelder det samme for de andre unge lokalmorenene i området også.

Bergartssammensetningen i prøvenes fingrusfraksjon er vist i Fig. 24. Berggrunnskartet i samme figur viser i øst en del av Nasafjellvinduets gneis og granitt. Disse bergartene har stor utbredelse videre øst for kartet, men ikke nevneverdig lenger mot sør. De dominerer veldig i moreneprøvene, selv på lokaliteter mange km vest for bergartsgrensen. Blokkmateriale på overflata er også sterkt dominert av disse. Dette viser (jfr. Fig. 8) at mesteparten av morenematerialet må være

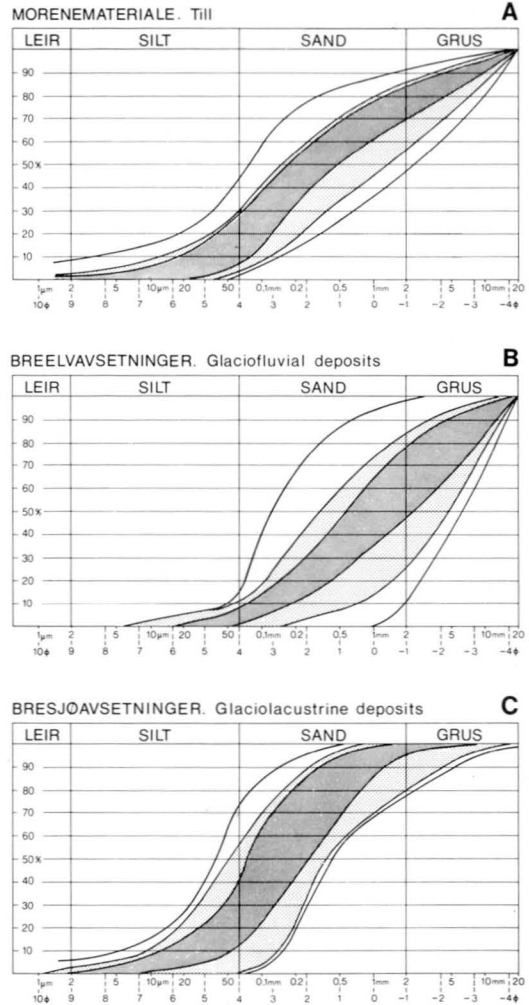


Fig. 23. Kornfordeling for prøver av morenemateriale (A), brecelvavsetninger (B) og bresjøavsetninger (C). Alle prøvene ligger innenfor de ytterste grenselinjene, 80% ligger innenfor de rastrede feltene og 50% innenfor det mørkeste feltet. Grain-size distribution for samples of till (A), glaciofluvial deposits (B) and glaciolacustrine deposits (C). All samples lie between the outermost lines, 80% lie within the shaded areas, and 50% within the darkest shaded area.

transportert over betydelige strekninger i en sektor mellom vest og nord (jfr. skiftende isbevegelser). Skiferbergartene er generelt mindre motstandsdyktige og lar seg lettere knuse ned til finere materiale. Det er derfor mulig at disse utgjør en større prosentandel av finmaterialet enn

Fig. 24. Berggrunnsgeologisk kart, prøvelokaliteter og framstilling av prøvenes bergartsinhold i fraksjonen 4,8 – 8,0 mm. Berggrunnsgeologien er forenklet etter Gjelle (1978a). Bedrock geology, sample localities and lithology of the fraction 4.8 – 8.0 mm. Bedrock geology simplified after Gjelle (1978a).

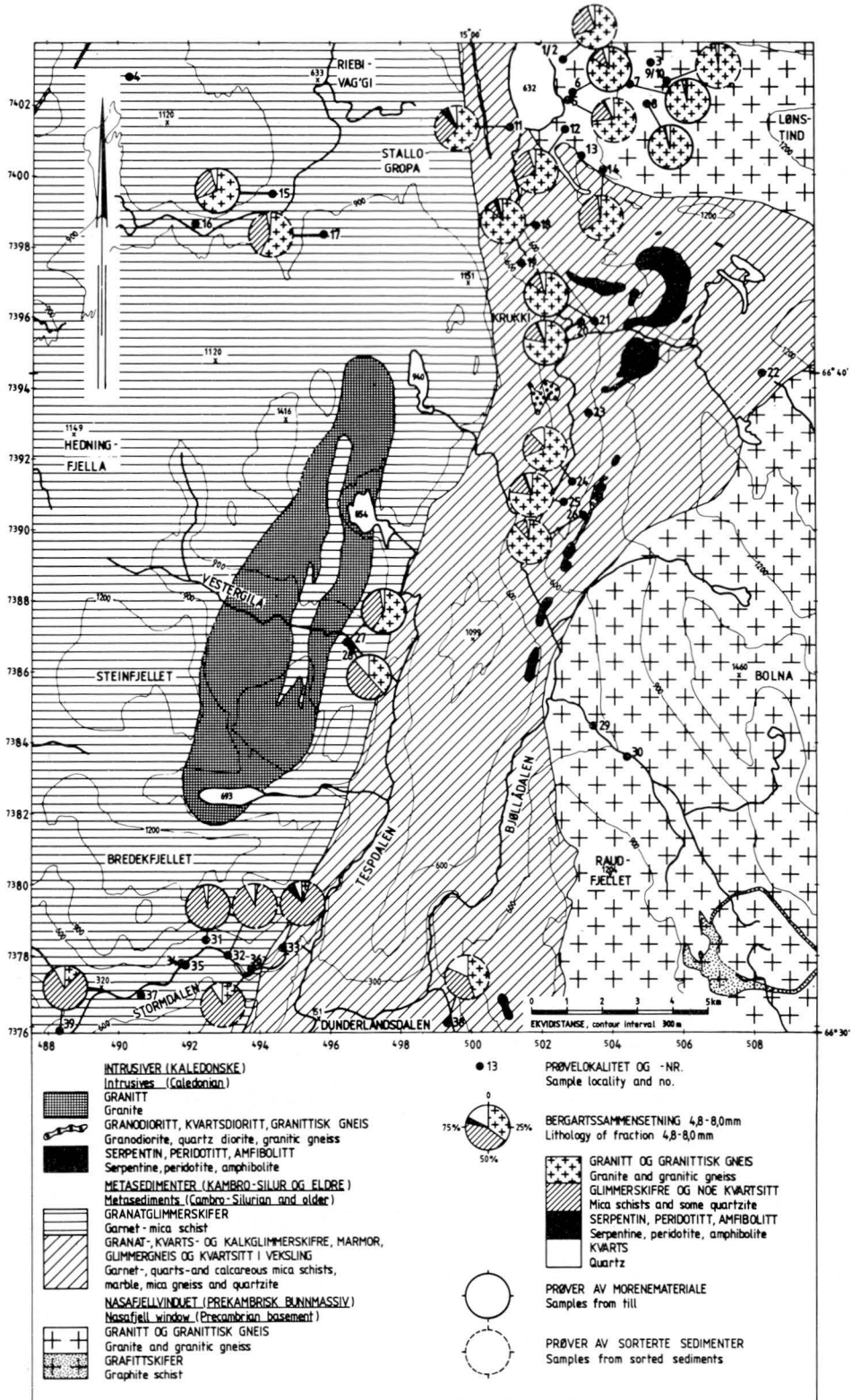




Fig. 25. Grustak i sanduravsetningen ved Ranaelva (993 760). Snittet er ca. 3 m høyt. Materialet er grov grus med et betydelig innhold av godt rundete steiner. I bakgrunnen sees to snitt i den høyere liggende breelvterrassen lenger vest (989 760).

*Gravel pit in the sandur deposit at Ranaelva (993 760). The section is c. 3 m high. The material is coarse gravel with a content of wellrounded stones. In the background there are two sections in the higher glaciofluvial terrace further west (989 760).*

*Photo: H. Sveian 1977.*

av fingrusfraksjonen. Det er ikke utført undersøkelser innen kartbladet for å belyse dette forholdet. I Stormdalen domineres fingrusfraksjonen av glimmerskifer. Dette materialet er enten av mer lokal opprinnelse, eller det kan stamme fra Dunderlandsdalen. Brebevegelsen inn mot Stormdalen (Fig. 7) kom stort sett fra sørøst gjennom skiferområdene i Dunderlandsdalen. Dalen ligger derfor sør for spredningsfeltet til Nasafjellvinduets bergarter.

### *Breelavsetninger (Glasifluviale avsetninger)*

Flere store breelavsetninger opptrer innen kartet. Bergartssammensetningen i fingrusfraksjonen for enkelte av dem er vist i Fig. 24. I likhet med morenematerialet er også breelavsetningene sterkt dominert av Nasafjellvinduets gneis og granitt, unntatt i Stormdalen. Store mengder av disse bergartene er fraktet vest- og nordover med breelvne, enten fra fast fjell eller fra morenedekke (jfr. smeltevannsdrenering, s. 13). Kornfordelingen for prøvene framgår av Tabell I og Fig. 23B. Det er ikke utført nærmere undersøkelser av breelavsetningenes egnethet til praktiske formål i forbindelse med kartleggingen. Enkelte avsetninger er detaljundersøkt av NGI med hensyn på kornfordeling og volum (Lien &

Løset 1974, Korbøl & Lien 1974, Sande & Tvette 1976).

### *Dunderlandsdalen*

Avsetningen ved søndre kartkant (990 760) er bygd opp ved smeltevannsdrenering ut Dunderlandsdalen. Lengst vest ligger en relativt smal sand- og grusterrasse som er 10–15 m høyere enn resten av avsetningen (Fig. 25). Denne kan være en lateraldannelse. For øvrig har avsetningen en jevn overflate med svakt fall nordvestover dalen. Snitt til 2–3 m dyp i grustaket nærmest E6 (993 760) viser sand og grus med et betydelig innhold av steinfraksjonen. Det groveste materialet er godt rundet. Grovfraksjonene har høyt innhold av Nasafjellvinduets bergarter (Fig. 24). Tidligere er det av NGU tatt en prøve til sprøhets- og flisighetsanalyse. Den viser et svært høyt sprøhetstall. På Bjøllånes ligger ei stor vifte utenfor munningen av Tespa (953 763). Den er avsatt ved smeltevannsdrenering fra Stormdalen og Tespdaalen. Avsetningen synes å være dominert av grovt materiale.

### *Stormdalen*

I Stormdalen er det kartlagt tre små breelavsetninger. Den vestligste (905 769) er en esker med volum minst 20 000 m<sup>3</sup> (Reite 1977). Prøve nr. 37 viser ensgradert sand.

Ved Skarpnese (931 780) ligger to små avset-



Fig. 26. Tuemark på slettene ved Tollåga i Riebivag'gi (955 025). I bakgrunnen sees breelvavsetningene ved foten av fjellet Riebičák'ka (951 019).

*Earth hummocks on the plains near the Tollåga river at Riebivag'gi (955 025). Some of the glaciofluvial deposits at the foot of mount Riebičák'ka (951 019) are seen in the background.*

*Photo: H. Sveian 1976.*

ninger. Den nordligste (931 780) er en esker. Prøve 32 viser høyt sandinnhold, og nesten bare skiferkorn i fingrusfraksjonen. 100 m lenger sør ligger ei lita vifte ved en bekk. Tilsammen skulle disse to avsetningene inneholde minst 7000 m<sup>3</sup> sand og grus (Reite 1977).

Ved Bredek (945 782) ligger en liten grusrygg tolket som esker. I dette området har også morenedekket et topplag av grusig karakter. Området er detaljundersøkt med hensyn på kornfordeling og volum av NGI (Sande & Tvete 1976).

### *Riebivag'gi*

Det meste av breelvavsetningen i Riebivag'gi (945 036 – 969 008) er avsatt lateralt/sublateralt eller frontalt ved smeltevannsdrenering i nordvestlig retning (se s. 17). I den vestligste sonen, inn mot fjellet Riebičák'ka, ligger det flere små terrasser noe høyere enn slettene i dalbunnen. Små rygger, hauger og dødisgroper vitner om avsetning i kontakt med de aller siste isrestene. Når smeltevannet til slutt rant over slettene i dalbunnen, ble det avsatt grus i større og mindre forsinkinger. De lave fjellknausene innimellom bærer preg av avspyling. Den største grussletta vest for elva Tollåga (960 010 – 955 032) ligger bare

1–2 m over elvenivået. I nordligste del er det mulig elva har svingt noe fram og tilbake slik at topplaget kanskje er yngre elveavsetninger. På kartet er dette markert med E-er. Det generelle inntrykk er at avsetningene i Riebivag'gi består overveiende av fingrusfraksjonen, men de er ikke nøye undersøkt. Lengst sør er materialet muligens grovere, og her ligger også en stor flyttblokk på overflata (959 012).

### *Søre Bjøllåvatnet – Stallogropa*

Øst for vatnet ligger små lateralterrasser ca. 760 m o.h. og ca. 660 m o.h. Den øverste (033 033) tilsvarer omtrent nivået for "Øvre bresjø" (Sveian & Vallevik 1983). Breelvmaterialet går her helt opp til ca. 820 m o.h. uten noen klar terrasseform. Et par km lenger sør ligger en grovkornig breelvavsetning i omtrent samme nivå (030 010). Snitt i den laveste terrassen (028 023) viser lagdelt grus. Lagene faller ca. 10° mot vest.

Ved sørenden av vatnet er det avsatt store terrasser omtrent 680 m o.h. Dette svarer til nivået for "Nedre bresjø" (se s. 17) og passpunktet Stallogropa (995 012). Øst for Bjøllågas utløp har materialtilførselen trolig vært fra sørøst, og avsetningene når opp til vel 800 m o.h. ved rotpunktene

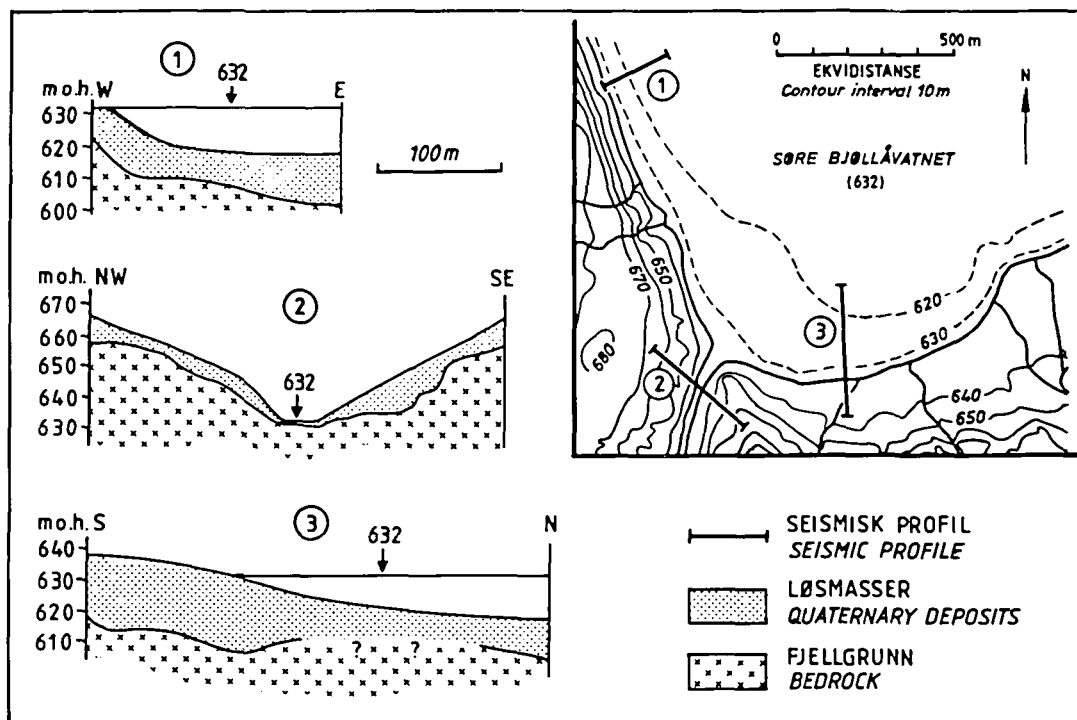


Fig. 27. Seismiske profiler ved søre Bjøllåvatnet, tegnet etter data i NGI-rapport 73613-3 (Lien & Løset 1974) og NGI-rapport 73613-16 (Korbøl & Lien 1974).  
*Seismic profiles at lake søre Bjøllåvatnet; drawn from data in Lien & Løset (1974) and Korbøl & Lien (1974).*

(027 009) og (023 006). En dødisgrop vitner om avsetning i kontakt med isrestene i bassenget (020 007). Lengst øst er overflata svært grovkornig (027 013), men ellers dominerer grusfraksjonen. Stedvis er innslaget av sand betydelig. Vest for Bjøllåga dominerer grov grus og stein i overflata. Terrassene avsluttes i sør ca. 1 km sør for vatnet. På kartet er det brukt iskontaktsymbol, men den opprinnelige iskontaktskråningen er lite intakt på grunn av yngre erosjon ved Bjøllågas gjennomskjæring og raviner. Området er nærmere undersøkt med hensyn på mektighet og kornfordeling av NGI (Fig. 27).

Selvø overløpasset til Stallogropa ligger litt øst for canyonen (004 009). Dessuten ligger det et pass i samme høyde litt sør for canyonen (997 006) med en blokkrik terrasseflate litt østenfor (001 003). Gjennom begge disse passene har det vært materialtilførsel til de store breenlvlettene like vest for vannskillet (985 018 - 009 991). Også fra sør har det vært drenering over et litt høyere pass mot dette området (998 990). Overflaten er nesten helt jevn, og de små vannene (992 008) er meget grunne. Store deler av over-

flatematerialet er sand. Mektigheten er vanskelig å anslå.

### *Bjøllådalen*

Den omfattende smeltevannsdreneringa mot nord i Bjøllådalen (s. 18) førte til at det ble dannet terrasser av grus og sand mellom isen og dalsidene. Slike avsetninger fins ved (020 990), (027 973), (010 969), ved en særlig markert terrasse ved Kjempåelva (038 958) og ved strandlinjene ved Kjeldeelva (012 907). Alle disse er bygd opp til eller noen meter over 680 m o.h. som er "Nedre bresjø"s nivå. Stedvis er det vanskelig å foreta en nøyaktig avgrensning av avsetningene mot et morenedekke med løp og tydelig påvirkning av dreneringen. Generelt består avsetningene av sand og grus, men ofte med et grovere topplag. Terrassen ved Kjempåelva har en overflate av stein og blokk, og et nettverk av gamle løp forgrener seg utover fra rotpunktet, se Fig. 17, (Kjærnes et al. 1976). Kjempåelva har senere skåret seg ned i avsetningen.

I midtre del av Bjøllådalen ligger det store sandavsetninger i dalbunnen. De er stedvis ero-



Fig. 28. Esker i Bjöllådalen (028 912). Foto mot nord.  
Esker in Bjöllådalen (028 912). Photo looking north.  
Photo: P. A. Kjærnes 1975.

dert ved yngre bekkenedskjæringer og raviner. Sentralt i dette feltet ligger en ca. 1 km lang esker (028 912). Den er gjennomskåret av to bekker. Snittene viser at materialet er grusig under en hud av finsand. Høyden er ca. 5 m (Fig. 28). Som nevnt er en del av sandavsetningene så finkornige at de kunne vært kartlagt som bresjøavsetninger. Det er imidlertid vanskelig å skille disse to kartleggingsenhetene uten en større feltinnsats, og på kartet er områdene markert med Bi. I sørlige del danner sandavsetningene små ryggformer som dels er erosjonsrester, dels kan være ryggformete akkumulasjoner (022 900, 017 891).

Ved munningen av Raudfjellelva ligger en stor vifte av grovt materiale (027 852). Overflata består mest av stein. Sentrale deler av vifta er nederodert og ført lenger ut av Raudfjellelva. I morenedekket ovenfor viftens rot punkt er det 10–15 m høye nedskjæringer som viser at mye av materialet i viftens bare er transportert noen hundre meter (Aa 1977). Lenger inne i Raudfjelleldalen ligger et breelvdelta omtrent i "Nedre bresjø"s nivå (060 823). Det består av grus og sand og er terrassert i nivåer mellom ca. 640 og ca. 700 m o.h. (Aa 1977).

### *Bresjøavsetninger (Glasilakustrine avsetninger)*

Avsetningen øst for søre Bjöllåvatnet (055 025) er dominert av finsand, men store lokale variasjoner fins (prøve nr. 9 og 10). Enkelte partier har godt sorterte og lagdelte masser, mens andre partier kan ha sorterte finmasser uten lagdeling og med

høyt innhold av gruspartikler som trolig er droppet i finmassene. Mektigheten er flere meter. Materialet er trolig avsatt i en lokal sjø.

Avsetningen vest for søre Bjöllåvatnet (006 030) er også dominert av fin sand. Den ligger opp til vel 700 m o.h. og er avsatt enten i "Øvre bresjø" eller i en mellomfase før tapningen gjennom Stallogropa. Mektigheten er flere meter. Avsetningen nærmest vannkanten (012 020) fortsetter ut i vatnet hvor det ligger store mengder finkornige sedimenter (Korbøl & Lien 1974), se Fig. 27.

Avsetningen sørøst for søre Bjöllåvatnet er avsatt i en lokal bresjø (035 005). En tynn overflatehud av blokk og stein dekker mesteparten av den vestlige delen. Prøve nr. 13 og 14 viser at materialet under er dominert av finsand og har et betydelig siltinnhold. Mektigheten er størst i den vestlige delen. Øst for vannskillet mot Lønsdal ligger det tilsvarende bresjøavsetninger (095 981).

Avsetningene i Bjöllådalen sør for søre Bjöllåvatnet (010 000, 010 980, 020 982) består vesentlig av finsand. Det er vanskelig å trekke grenser mot breelvavsetninger i dette området fordi det ofte er en gradvis overgang. Generelt blir avsetningene mer finkornige mot lavere nivåer i dalen. Prøve nr. 18 fra nær overflata i den høyestliggende avsetningen er relativt grovkornig. Prøve nr. 19 fra en av de små avsetningene nær dalbunnen er ekstra finkornig. Disse to prøvene representerer ytterpunktene av kornfordeling i avsetningene. Mektigheten er ofte mange meter i de feltene som har lys gul farge på kartet. I denne

delen av dalen er det dessuten store felter med usammenhengende dekke av bresjøavsetninger. Disse er på kartet markert med Bi-symboler på fargen for bart fjell. Helt lokalt kan disse feltene også ha betydelig mektighet.

Lenger sør i Bjøllådalen fins det en del finkornige avsetninger i overflata på det feltet som er gitt orange farge i dalbunnen (033 933 – 026 908). Dette er markert med Bi-symboler. Også her har det vært vanskelig å skille mellom breelv- og bresjøavsetninger under feltkartleggingen. Mektighet og eventuell lagfølge er ikke nærmere undersøkt.

Avsetningene i Semsdalen (085 944) ligger øst for vannskillet til Lønsdalen, like inn til passpunktet. Her er mer enn 1 m mektige sand- og siltavsetninger med horisontal lagdeling.

Ved Raudfjellelva (040 840) ligger bresjøavsetninger i dalbunnen og i nordre dalside. I sørøst når de høyestliggende opp mot 680 m o.h. som tilsvarer "Nedre bresjø"-nivå. Sand er dominerende kornstørrelse, men generelt er avsetningene mer finkornige i dalbunnen (prøve nr. 29 og 30) enn oppe i nordre dalside. Mektigheten i dalbunnen er vanskelig å anslå. I dalsiden er den ca. 2–8 m (Aa 1977).

I Tespdalen (977 840) ligger silt- og sandavsetninger i dalbunnen. Overflaten har enkelte lave haugformer. Noen steder stikker fjellblotninger opp, og omkring disse kan dekket være ganske tynt. For øvrig er mektigheten flere meter. Grensen mot det nordenforliggende feltet med breelvavsetninger er egentlig en bred overgangssone.

De store finsandfeltene i Tollåsandan (890 980) kan opprinnelig ha vært bresjøavsetninger som elva har omlagret i overflata. Mektigheten av disse avsetningene er imidlertid liten fordi fjell-overflata ligger nesten horisontalt her.

### *Elve- og bekkeavsetninger (Fluviale avsetninger)*

I Dunderlandsdalen ligger elveavsetninger ved Bjøllånes. Disse store slettene er dannet av Ranaelva og de ligger bare noen få meter over elvenivået. Sand og grus er dominerende kornstørrelser. Materialet antas å stamme vesentlig fra Ranaelvas felt lenger oppe i Dunderlandsdalen, men noe kan også være tilført fra Bjøllådalen. Mektighet og sammensetning er ikke undersøkt, men mektigheten er jevnt over mer enn et par meter, og kan stedvis være betydelig større.

I Stormdalen er store deler av dalbunnen dekt av sand- og grussletter. Mektighet og eventuell lagfølge mot dypet er for det meste ukjent. NGI

har detaljundersøkt ved Bredekfossen (945 780), Krokbecken (903 772) og ved vestre kartkant (880 780). Ved Bredekfossen er elveavsetningene bare noen få meter tykke. Under ligger det mektige finkornige masser med seismisk hastighet som tilsvarer bunnmorene. På slettene ved Krokbecken er det 3–4 m sand og grus over finsand som går ned til mer enn 10 m dyp (Sande & Tvette 1976). Ved vestre kartkant er bare overflatematerialet undersøkt.

Ved søre Bjøllåvatnet har det dannet seg store vifteformete deltaavsetninger ved munningene av elver og bekker. Materialet stammer fra nedskjæringer i breelvavsetninger og morenedekke like bakkenfor viftene. De to største viftene (025 024, 024 014) har stor mektighet. Overflatematerialet er stort sett grov grus. Mot dypet ligger det trolig finere masser. Et seismisk profil nærmere Bjøllågas utløp viser total løsmassemektighet på ca. 20 m (Fig. 27). Dybdekotene i vatnet (Korbøl & Lien 1974) indikerer at de to store viftene kan ha tilsvarende mektighet til fjell.

Bjøllåga har avsatt store elvesletter ved Krokmyrene (020 970 – 025 915) hvor den flyter stille gjennom en bred dalbunn (Fig. 17). Særlig mektig er avsetningene lengst nord, der elva har avsatt det meste av det materialet den har erodert fra breelv- og bresjøavsetningene sør for søre Bjøllåvatnet. Overflata er grus- og steinrik, mens sandige og siltige lag fins lenger nede (Lien & Løset 1974). Overflata er noe mer finkornig utenfor Krokkestua (023 958). Videre sørover er det sand og grus i overflata. I tilknytning til slettene ligger også den store vifta (033 955) som Kjempåelva har bygd ut ved gjennomskjæring av breelvterrassen og morenedekket høyere oppe i dalsida. I øvre del av vifta er materialet så blokkrikt at Kjempåelva forsvinner ned i massene, og kommer fram igjen lenger nede mot dalbunnen hvor det er en gradvis overgang til finere materiale. Den ytterste delen mot Bjøllåga består av sand og grus. Mektigheten i vifta varierer antagelig en del, og den er mange meter på det meste. Det er ikke utført nærmere undersøkelse av elveavsetningenes mektighet eller eventuell lagfølge mot dypet ved Krokki. Ut fra isavsmeltningshistorien kan man imidlertid ikke utelukke at det ligger finkornige bresjøavsetninger under elveslettene. Myrdannelsen på slettene er bl.a. betinget av høy grunnvannsstand, noe som skyldes at slettene ligger bare ubetydelig høyere enn Bjøllågas nivå.

Flere sideelver lenger sør i Bjøllådalen har bygd opp vifter ved munningene i dalbunnen. Disse består vesentlig av grovt materiale, og de har flere

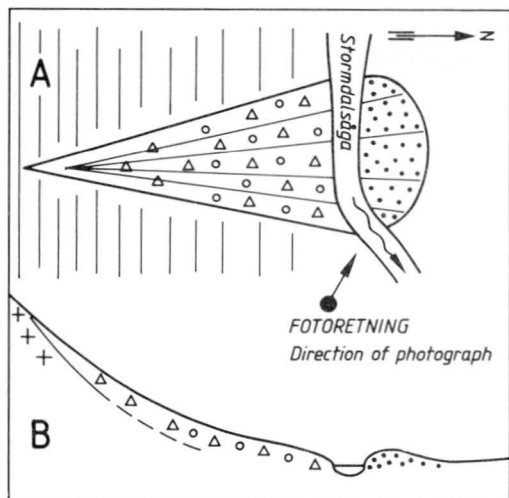


Fig. 29. Skisse av skredvifte i Stormdalen (902 768), A: kart, B: profil. Se også Fig. 30.

Sketch of an avalanche fan in Stormdalen (902 768), A: map, B: profile. See Fig. 30.

meters mektighet. De største ligger ved Kjeldeelva (018 902) og Kvitsteinelva (023 872). Fra sistnevnte lokalitet og ca. 2 km videre sørover ligger betydelige elveavsetninger langs Bjøllåga. Noe av dette materialet er trolig ført ut fra østre dalside med de mange små bekkene der, men mesteparten er kommet med Bjøllåga fra områdene lenger nord.

Finsandavsetningene ved Tollåsandan (890 975 – 925 983) er tolket som elveavsetninger, i hvert fall i overflata. Disse avsetningene har stort sett liten mektighet, og det fins noen flere små fjellblotninger enn de som er avmerket på kartet.

Flere små bekkeavsetninger i høyfjellet får stadig litt materialtilførsel, særlig fordi bekkenes vannføring er relativt stor på grunn av snøsmelting gjennom det meste av sommersesongen.

### Ur (Talus)

Ur er dannet under bratte fjellsider innen mange av bergartstypene på dette kartet. Brattkantene ligger ofte parallelt med bergartsgrenser eller bergartenes strøkretning (000 032, 065 995, 925 870, 040 810). En av de største urene ligger i siden av en typisk iserodert botn i Bolna (090 850). Avsetningene er helt dominert av skarpkantet blokkmateriale. Enkelte kan ha et innslag av noe finere materiale. Mindre urer, ofte med liten mektighet, er gitt et svart symbol på kartet. Større urer, ofte med mektighet opp til flere meter, har fått egen trykkfarge.



Fig. 30. Ytterste del av skredviften i Fig. 29. Fotoretningen er vist i Fig. 29.

The distal part of the avalanche fan shown in Fig. 29. The photo direction is indicated in Fig. 29.

Photo: E. Sørensen 1976.

### Skredavsetninger

Skredavsetninger er brukt om vifteformete avsetninger i Stormdalen. Dalsidene er meget bratte så snøskred forekommer ofte. Noe jordskredaktivitet har det også vært i morenematerialet i dalsidene. Dessuten fins det også noe steinsprangmateriale. Snøskred er avgjørt den viktigste prosessen for dannelsen av skredavsetningene. Snøskredene går ofte langs bekkedar, slik at materialet i skredviftene til dels kan være vanntransportert. På vifter med fiolett farge er dette markert med E-er på kartet. Vifter hvor vanntransport er antatt viktigst har gul farge (877 790, 902 774, 929 783), men også disse kan ha betydelige innslag av skred- og steinsprangmateriale. Snøskredene kommer fra fjellsider med lite løsmasser. De fører derfor med seg relativt lite løsmasser hvert år, men på grunn av at aktiviteten har pågått i flere tusen år, er det likevel betydelige mektigheter i viftene.

Tre skredvifter krysser Stormdalsåga (902 768, 918 778, 925 783), hvorav den førstnevnte er størst (Fig. 29 og 30). Skredviften har et profil med jevn skrånende overflate ned til elva, men på motsatt side av elveløpet er den bygd opp til litt høyere nivå. I motsetning til den egentlige viften, som består av blokk og stein, er det på nordsida av elva mest sand med spredte stein og blokker. Mektigheten er 7–8 m.

Reite (1977) mener at når snøskred krysser elva, må lufttrykket fra skredet ha kastet sand og vann inn over nordre bredd. Dette forutsetter at skredet har brutt opp eventuell is på elva. Forsenkninger i elveleiet som dannes på denne måten,



vil i flomperioder bli fylt med elvetransportert materiale. Denne teorien underbygges i tillegg av feltobservasjoner på skredavsetningen ved ytre Tverrelva (918 778). Her ble det under kartleggingen konstatert at det hadde gått ett eller flere snøskred sist vinter. Nord for elva var det nesten ikke løsmasser i skredet, mens det på sørsida var avsatt et ca. 4–5 cm tykt sandlag som dekket et areal på ca. 3000 m<sup>2</sup> (Reite 1977). Kornfordeling og sortering for denne sanden er praktisk talt identisk med sand i elveleiet, se prøve nr. 34 og 35.

Seismiske målinger på skredmaterialet ved Skarpnesen (925 782) tyder på at det ligger sorterte avsetninger helt ned til fjell. Total løsmassemektighet er 30 m på det meste (Sande & Tvete 1976). Materialet i elveleiet er ganske grovt på dette stedet, så denne vifta kan inneholde grovere materiale enn de to forannevnte. Eventuell lagfølge mot dypet går ikke fram av seismikken.

### *Torv- og myrdannelser (Organisk materiale)*

I høyfjellet er det svært liten organisk produksjon. Myrer fins derfor bare i midtre og nedre del av Bjøllådalen (025 950 – 992 780), i nedre del av Tespdalen (980 828 – 958 775), i Stormdalen (877 783 – 948 776) og i Dunderlandsdalen (990 760 – 949 761). Alle myrer i dalbunnene ligger på løsmasser hvor grunnvannsstanden er høy. I Tespdalen og nedre del av Bjøllådalen dannes myrer også i hellende terreng. Mekktigheten er flere steder mer enn 1 m i Tespdalen. Noen data om myrene er gitt av Hornburg (1970).

## Verdifulle områder for undervisning og forskning. Verneplaner.

Saltfjellet–Svartisen har stor variasjon i naturtyper. Her finnes et tverrsnitt av det meste av norsk natur. Kalkstein, marmor og kalkholdige skifre gjør at landets største grottefelter finnes her. Disse bergartene har dessuten gitt opphav til stor næringsriktighet i mange vann, og til en rik og variert flora som igjen er grunnlag for fugle- og dyreliv. Ut fra sine mange naturkvaliteter er store deler av Saltfjellet–Svartisen nå foreslått vernet med en nasjonalpark og flere landskapsverneområder/naturreservater.

Nedenfor gis en generell omtale av den interessante kvartærgeologien på Saltfjellet og be-

merkninger til særlig verdifulle lokaliteter innen kartblad Bjøllådalen, 2028 II, samt en kort oversikt over verneplanarbeidet.

### *Kvartærgeologi*

Innen dette kartet fins en mengde tydelige landskapsformer fra isavsmeltingen. Sammen med store deler av nabokartet i nord (Beiardalen, 2028 I) utgjør dette det ene av to store verneverdige områder som ble fremhevet i NGU-rapport nr. 1502 (Gjelle og Sveian 1977), og i Saltfjell–Svartisenutvalgets innstilling (1978). Det andre store området ligger lenger øst i Lønsdalen (Fig. 31). Å veie de to områdene opp mot hverandre er vanskelig. De inneholder ikke nøyaktig de samme fenomene, men begge har en lang rekke enstående faglige kvaliteter. Lønsdalsfeltet har best adkomst siden det ligger ved veg og jernbane. Bjøllådalen–Harodalen har muligens de beste lokalitetene. Som helhet representerer områdene på mange måter en nøkkel til forståelsen av isavsmeltingen på Saltfjellet og i tilstøtende deler av Nordlands fjelltrakter. Naturdokumentene her er usedvanlig tydelige. Områdene er dessuten meget oversiktlige fordi de stort sett ligger over skoggrensen. Dette gjør at en kan "lese" den geologiske historie ut av terrenget. Naturlig nok forteller overflateformene oss mest om den aller siste fasen av avsmeltingen med sterk smeltevannsaktivitet. Dette var en geologisk sett nokså dramatisk periode hvor store deler av løsmassene ble avsatt eller omdannet i løpet av kort tid.

Viktigst var dannelsen av randtrinnenenes morenergygger og bresjøer, og dannelse av terrasser, strandlinjer, overløpass og smeltevannsløp. Iskuringsstripene og drumlinene viser ismassenes bevegelsesretninger. Randmorene viser oss at ismassene var aktive selv etter at isen var blitt så tynn at fronten var oppdelt i dalbreer (Sveian et al. 1979). Denne kartleggingen har i så måte avslørt at isavsmeltingens karakter var ganske annerledes enn beskrevet i en del tidligere litteratur (Nordnes & Sund, 1953). Til slutt ble inaktive isrester (dødis) liggende rolig og smelte ned i bunnen av enkelte dalganger hvor de dannet typisk dødislandskap med hauget terreng, eskere, dødisgroper, m.m. I andre dalganger fins ingen tegn til dødisavsmelting. Det finnes også landskapselementer som er blitt til etter at isen forsvant (i postglasial tid), f.eks. elvesletter, elve- og bekkenedskjæringer, bekkevifter, skredvifter, urer og myrer.

Utenom de to viktigste områdene på Fig. 31 er det interessante kvartærgeologiske lokaliteter

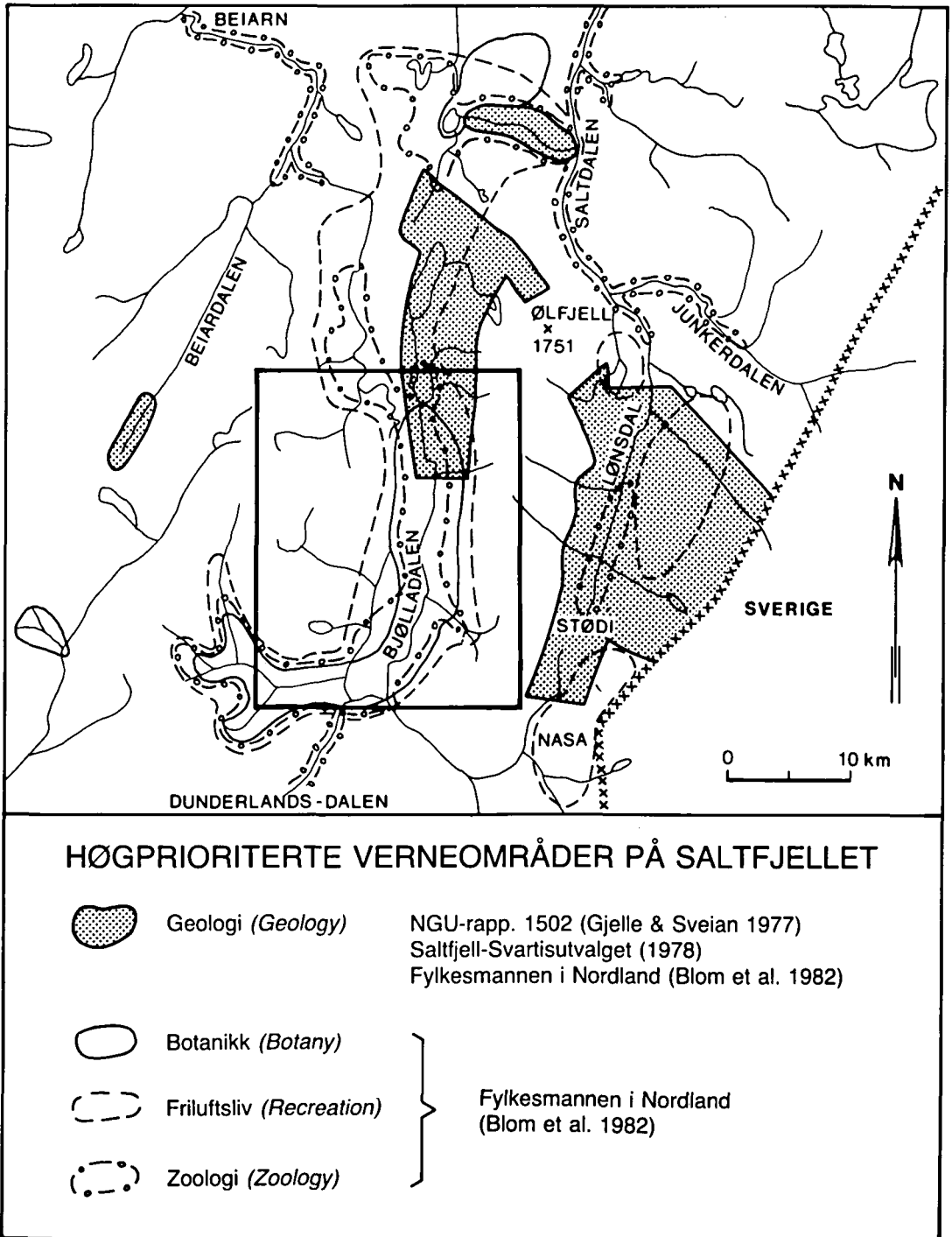


Fig. 31. Høgprioriterte områder for vern på Saltfjellet.  
Top priority conservation areas on Saltfjellet.

også i Beiardalen, Junkerdalen, Jarbrudalen, omkring Ølfjell, lenger sør i Bjøllådalen, og ved svenskegrensa øst for Lønsdal.

#### *Kartblad Bjøllådal, 2028 II*

Særlig viktige enkeltlokaliteter innen dette kartet er listet nedenfor med deres kvaliteter gitt i stikkords form. Rekkfølgen uttrykker ingen prioritet. Områdene må sees i sammenheng ved vurderingen av deres betydning for isavsmeltingshistorien.

*Stallogropa (995 012)*. Canyon utgravd av breelver i forbindelse med isdirigert drenering fra Bjøllådalen mot Tollådalen. Overløpsasset for "Nedre bresjø" like øst for canyonen (004 009). Et pass i praktisk talt samme høyde like sør for canyonen (996 007). Breelavsetninger omkring passene.

*Søre Bjøllåvatnet (015 015)*. Store breelvterrasser ca. 680 m o.h. ved sørenden av vatnet. De er dannet i "Nedre bresjø" foran fronten av Bjøllådalbreen mens dreneringen gikk gjennom Stallogropa (Fig. 9B).

*Kjempåelva (039 958)*. Lateral breelvt Terrasse med en rekke gamle løp på overflata. Dannet ved drenering fra dalsida (og langs isen sørfra?) mot en isrest i Bjøllådalen. Nivået tilsvarer "Nedre bresjø" (Fig. 16 og 17).

*Lappflyttarskardet (006 894)*. To tydelige strandlinjer (seter) hvorav den øverste tilsvarer "Nedre bresjø". Den nederste er utviklet i en bresjø som hadde avløp under eller langs isen mot sør.

*Randmorenene innen kartbladet* er viktige for rekonstruksjonen og tolkningen av isavsmeltingshistorien.

De nevnte lokalitetene har verdi i regional sammenheng, og noen av dem også i nasjonal sammenheng. Andre interessante lokaliteter av mer lokal, til dels regional verdi skal også nevnes:

*Smeltevannsløpene i østre dalside i Bjøllådalen* sammen med randmorenene og en rekke isskulingsobservasjoner viser at både den siste isbevegelsen og den isdirigerte dreneringen gikk mot nord, mens dalen i dag drenerer sørover. I noen grad gjenspeiler løpene og randmorenene breoverflatens helning mot nord.

*Bresjøavsetninger i Steindalen (055 025) og sørøst for søre Bjøllåvatnet (040 000)* viser at det

har vært demt lokale bresjøer langs østkanten av Bjøllådalbreen.

*Bresjøavsetninger ved østre kartkant (095 982, 085 943)* viser at det også var demt lokale bresjøer øst for passpunktene i de øst-vestgående tverrdalene mellom Bjøllådalen og Lønsdal.

"Nedre bresjø" kan spores flere steder i tillegg til de som er nevnt ovenfor: Strandlinjer i begge sider av Bjøllådalen og ved Krokki (016 950, 037 940). Terrasse mellom Kjerkesteinene (033 900). De sørligste spor er avsetningene i Raudfjelleldalen opp mot 680 m o.h. (051 835 - 060 822) og strandlinjen i vestre dalside (011 845).

*To parallelle strandlinjer (970 872)* fra bredemt sjø i området hvor sidedalen Vestergila møter Tespdalen. Sammen med bresjøavsetningene litt lenger sør i Tespdalen vitner de om bredemte forhold i likhet med Bjøllådalen.

*Unge endemorener* foran lokale botnbreer i Bolna (080 873, 096 865). Ryggenes størrelse tilsier at de kan ha iskjerner (Østrem 1964).

*Skredvifter i Stormdalen (902 768)*. Når skredviftene krysser elva, er det klar forskjell i materialtype på de to elvebreddene. En viktig prosess er at lufttrykket fra skredene kaster opp sand fra elveløpet (Reite 1977).

#### *Verneplaner*

Arbeidet med en nasjonalpark på Saltfjellet startet for lang tid tilbake. I forbindelse med planlegging av vannkraftutbygging kom det ny fart i arbeidet på 1970-tallet. Et interkommunalt utvalg, *Saltfjell-Svartisenutvalget*, ble nedsatt og hadde sitt hovedsete i Bodø. Etter oppdrag fra dette utvalget startet NGU's aktivitet i feltet i 1975 innen kvartærgeologi, berggrunnsgeologi og geokjemi. *Kontaktutvalget for vassdragsreguleringer* utførte samtidig andre naturvitenskapelige undersøkelser, bl.a. innen geomorfologi (Faugli & Moen 1979) og botanikk (Aune & Kjærem 1978). I Saltfjell-Svartisenutvalgets innstilling, som ble lagt fram i mai 1978, er det foreslått både en nasjonalpark og andre typer verneområder (Fig. 32).

Senere utarbeidet *Fylkesmannen i Nordland* et utkast til verneplan for Saltfjellet-Svartisen. I august 1981 kom først en sammenstilling av grunnlagsmaterialet fra alle utførte undersøkelser i Saltfjellet-Svartisen. "Dokumenterte natur-

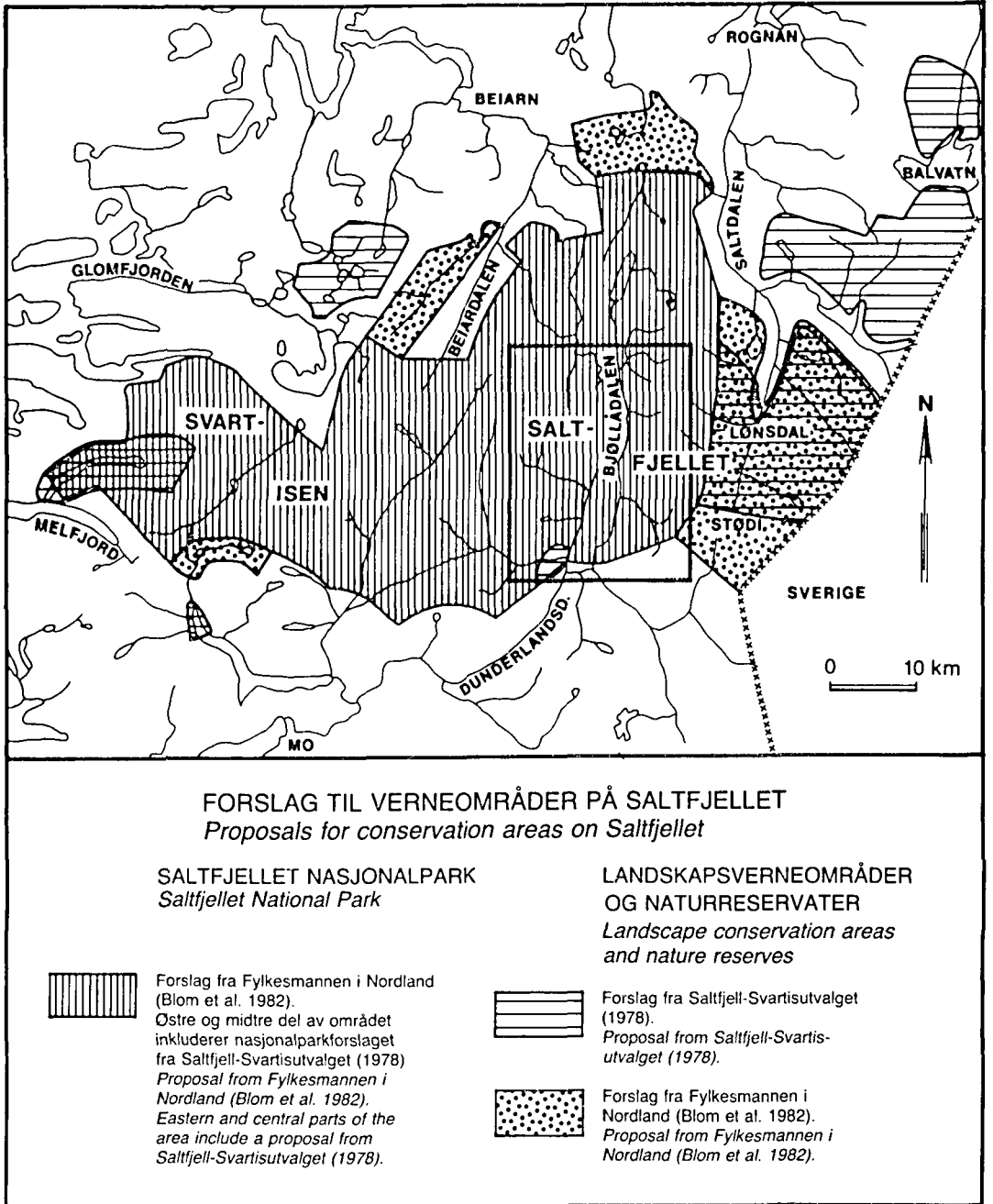


Fig. 32. De seneste forslag til Saltfjellet nasjonalpark og andre typer verneområder i Saltfjell-Svartisenområdet. *Recent proposals for the Saltfjell National Park and other types of conservation areas in the Saltfjell-Svartisen region.*

verdier, kulturhistoriske verdier og interesser knyttet til friluftsliv og reindrift” (Blom et al. 1981).

I mai 1982 kom selve verneplanforslaget:

”Saltfjellet-Svartisen. Utkast til verneplan” (Blom & Aandahl 1982). I disse dokumentene er en god del av kvartærgeologien (og berggrunnsgeologien) dessverre falt ut. Verneplanen innehol-

der forslag til en stor nasjonalpark og flere andre verneområder, basert på vurdering av mange fagfelt (Fig. 31 og 32). De kvartærgeologisk viktige områdene i Bjøllådalen er kommet med i den foreslåtte nasjonalparken, men hovedsakelig fordi de samme arealene er vurdert som viktige for andre fagfelter.

Fylkesmannens utkast til verneplan ble behandlet av *Fylkestinget i Nordland* i 1983, og Nordland Fylkeskommune (1983) har lagt fram et forslag som avviker noe fra Fylkesmannens utkast.

Verneplanarbeidet vil nå fortsette parallelt med behandling av konsesjonssøknad for vannkraftutbygging i Saltfjellet-Svartisen. Endelige beslutninger blir tidligst fattet i 1984/85.

## Summary

The map-sheet *Bjøllådal, 2028 II*, is located within the south-western part of Saltfjellet, a large mountainous area situated across the Arctic Circle between the Swedish border and the glacier Svartisen (Fig. 6). The main valleys of the area have a north-south direction. Small glaciers occur in the highest mountains (light grey colour on the map). At Bolna (096 865) young moraine ridges deposited by these glaciers are considered to be ice-cored (Østrem 1964).

### *Superficial deposits*

The classification of the superficial deposits is based on genetic principles proposed by the *Geological Survey of Norway (NGU)*. The mapped deposits are of late Weichselian and Holocene age.

Large areas within this map-sheet are dominated by exposed bedrock, often with sporadic deposits which are marked by symbols on the map. A discontinuous and thin cover of till is very common. In central and eastern parts and in many of the valleys there are large tracts with a continuous cover of till. Within the area of gneiss-granitic rocks (Fig. 24) the till is mostly sandy, commonly with a high frequency of boulders at the surface (Fig. 4). The surface of the till is smooth, except for glaciofluvial and fluvial drainage channels and marginal moraine ridges. The lithology shows that much of the till has been transported several kilometres towards the northwest.

In Bjøllådalen (010 010 – 020 880) and at lake S. Bjøllåvatn (005 030, 020 010, 035 030, 055 025, 040 000) sand and gravel were deposited in ice-dammed lakes (Fig. 10). In Bjøllådalen

(028 912) and Stormdalen (905 769, 945 782) a few glaciofluvial deposits were formed subglacially. Lateral deposits occur at Riebivag'gi (960 010 – 945 035) and frontal deposits south of S. Bjøllåvatnet (010 008) and in Dunderlandsdalen (993 760). Glaciolacustrine deposits consist mainly of fine-grained sand (Fig. 23). The glaciofluvial deposits are dominated by sand and gravel. They are partly eroded by the rivers and redeposited as fluvial deposits, specially in the central part of Bjøllådalen (025 955). Weathering material occurs in small areas on the highest mountains (block-fields) and sporadically within the areas of schist. Talus occurs quite commonly. Slide and avalanche deposits consist mainly of coarse material, except for sand thrown up from the rivers where they are crossed by avalanches. Bogs occur only in the lower parts of the valleys.

### *Ice movements*

The oldest ice movements were directed towards the west (Fig. 8). During the deglaciation there was a gradual swing of ice movement towards northwest, except for the deep valley Stormdalen in the southwestern corner of the map-sheet. This swing probably took place while the ice front receded from the coastal areas during Allerød and Younger Dryas (Vallevik 1981). The youngest ice movements are correlated with Preboreal events (Sveian et al. 1979, Sveian & Vallevik 1983) and marginal moraines within the map-sheet.

### *Deglaciation and meltwater drainage*

The glacial events are shown in Fig. 6. The Ølfjell event is represented by marginal moraines at Riebičák'ka (918 032 – 964 988). A reconstruction further south within the western part of the map-sheet is difficult. Marginal moraines are lacking as the ice margin was situated close to the glaciation limit. Ice movement during this event is indicated on Fig. 9. The event is represented in the area north of this map-sheet by the Ølfjell moraine, a very prominent marginal moraine (Sveian & Vallevik 1983, Sveian et al. 1979). The age of the event is probably c. 9,200 yrs. B.P. (Bøen 1980).

Most parts of the area of this map-sheet were deglaciated in late Preboreal. The Lønsdal event, recognised further north-east (Fig. 9), has an approximate age of 9,000 yrs. B.P. (Bøen 1980). In Fig. 9 this is tentatively correlated with the situation in Bjøllådalen, shown in Fig. 10C. This points to an early Boreal deglaciation in the southern part of the map-area.

As shown initially by Rekstad (1912, 1913) and

later by Nordnes & Sund (1953) and Sveian et al. (1979), the youngest ice movement, the gradient of the glacier surface and the meltwater drainage were directed towards the north in Bjøllådalen. This is clearly indicated by marginal moraines, lateral drainage channels, glacial striae and drumlins. As a consequence of this, large ice-dammed lakes were formed between the glacier and the watershed. The oldest of these lakes was 'Øvre bresjø' 766 m a.s.l. to the north of this map-sheet and extending as far south as søre Bjøllåvatnet (002 032, 033 032). When the Stallogropa overflow channel was deglaciated (995 012), a lower lake 'Nedre bresjø' 678 m a.s.l. was established (Fig. 10C-D). This has been reconstructed on the basis of lateral terraces and shorelines at søre Bjøllåvatnet (020 009, 010 008), Kjempåelva (039 958), east and west of Krokkimyra (037 940, 017 950), Kjeldeelva (012 907), n. Kjerkesteinen (033 908), Raudfjell-elvdalen (060 822) and locality (012 847). The lowest of the two distinct shorelines at Lappflytarskardet (007 890) does not correspond to any overflow channel, and must have been formed in an ice-dammed lake with subglacial or lateral outlet towards the south. At the mouth of Vester-gila, a tributary valley to Tespdalen, there are two shorelines from an ice-dammed lake (Figs. 8, 10C-D). The last remnant of the inland ice within this map-area was located in the main valley Dunderlandsdalen (970 770) where the ice front receded towards east-southeast.

### Saltfjellet National Park

A national park and other types of conservation area (landscape conservation areas and nature reserves) have been planned (Fig. 32). Most of the area of this map-sheet belongs to the proposed national park. The Quaternary geology in Bjøllådalen and adjacent areas within the map-sheets to the east and north is particularly interesting, and Saltfjellet provides a key to the Preboreal/early Boreal deglaciation history of large tracts of the surrounding mountain regions.

### Etterord

Kartleggingen er foretatt etter gjeldende retningslinjer ved NGU. Generell del og Tillegg i denne beskrivelsen bygger på et forslag til beskrivelse presentert i NGU-rapport nr. 1633/16 (Bargel et al. 1981). Svein Gjelle har gitt opplysninger om berggrunnsgeologien i området. Bergartsbestemmelsene i 4–8 mm fraksjonen er utført av Oddvar Furuhaug. Kornfordelingsanalysene er utført ved NGUs sedimentlaboratorium. Kart og illustrasjoner er klargjort for trykking ved NGUs seksjon for

tegning og reproduksjon. Bjørn Bergstrøm, Per A. Kjærnes og Terje H. Bargel har lest og kommentert manuskriptet. David Roberts har lest og korrigerer den engelske teksten. Dagfinn Bøe har lest korrektur. Forfatteren takker samtlige for godt samarbeide.

### Geokjemi

Det er innsamlet et stort antall bekkesedimentprøver i forbindelse med NGUs engasjement i Saltfjell-Svartisen. Materiale mindre enn 0.18 mm ble sikret ut med nylonduk og syrebehandling ( $\text{HNO}_3, 7\text{N}$ ) i tre timer ved  $110^\circ\text{C}$ . Følgende metaller er bestemt ved atomabsorpsjon i syreuttrekket: Kobber (Cu), sink (Zn), nikkel (Ni), bly (Pb), uran (U) og Molybden (Mo). Anomalier er senere fulgt opp med analyser av bergartsprøver og tildels radiometriske målinger. Resultatene er presentert i NGU-rapp. 1337 C (Krog 1976), 1502 C (Krog 1977) og 1502 D (Gjelle et al. 1977). Opplysninger fås ved henvendelse til NGU.

### Litteratur

- Andersen, B. G. 1979: The deglaciation of Norway 15 000–10 000 B.P. *Boreas*, Vol. 8, 79–87.
- Andersen, B. G., Bøen, F., Rasmussen, A. & Vallevik, P. 1979: The deglaciation of the area between Skjerstadfjorden and Svartisen, north Norway. *Boreas*, Vol. 8, 149–201.
- Andersen, B. G., Bøen, F., Nydal, R., Rasmussen, A. & Vallevik, P. N. 1981: Radiocarbon dates of marginal moraines in Nordland, North Norway. *Geogr. Ann.* 63A (3–4), 155–160.
- Andersen, B. G., Bøen, F., Rasmussen, A., Rokoengen, K. & Vallevik, P. N. 1982: The Tjøtta glacial event in southern Nordland, North Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.*, Vol. 62, 39–49.
- Aune, E. I. & Kjærem, O. 1978: Botaniske registreringar og vurderingar. Saltfjell/Svartisenprosjektet. Botanisk slutt-rapport. *DKNVS, Museet. Univ. i Trondheim*, 78 pp.
- Bargel, T. H., Bergstrøm, B. & Sveian, H. 1981: Beskrivelse til kvartærgeologisk kart. *NGU-rapport nr. 1633/16*, 31 pp.
- Blom, R., Karlsen, S. & Aandahl, A. 1981: Saltfjellet-Svartisen. Dokumenterte naturverdier, kulturhistoriske verdier og interesser knyttet til friluftsliv og reindrift. *Fylkesmannen i Nordland*, 68 pp.
- Blom, R. & Aandahl, A. 1982: Saltfjellet-Svartisen. Utkast til verneplan. *Fylkesmannen i Nordland*, 105 pp.
- Bøen, F. 1980: Deglasiationsforløpet i Saltdalsområdet, Nordland. *Hovedfagsoppg. Univ. i Bergen*, 128 pp.
- Faugli, P. E. & Moen, P. 1979: Saltfjell/Svartisen. Geomorfologisk oversikt med verneverdier. *Kontaktutvalget for vassdragsreguleringer, Univ. i Oslo, rapport 6*, 125 pp.
- Gjelle, S. 1978a: Bjøllådal. Berggrunnsgeologisk kart 2028 II – M 1:50 000. *Nor. geol. unders.*
- Gjelle, S. 1978b: Geology and structure of the Bjøllånes area, Rana, Nordland. *Nor. geol. unders.* 343, 1–37.
- Gjelle, S. & Sveian, H. 1977: Geologiske undersøkelser i Saltfjell-Svartisenområdet, Nordland, 1975–1976. *NGU-rapport nr. 1502*, 36 pp.
- Gjelle, S., Krog, R., Ofte, M. & Vik, E. 1977: Geologiske/geokjemiske/radiometriske undersøkelser i Saltfjell-Svartisenområdet, Nordland, 1977. *NGU-rapport nr. 1502 D*, 12 pp.
- Haldorsen, S. 1977: The petrography of tills – a study from Ringsaker, south-eastern Norway. *Nor. geol. unders.* 336, 36 pp.
- Holtedah, O. 1969: Geology of Norway. *Nor. geol. unders.* 208, 540 pp.

- Hornburg, P. 1970: Rana herred, Nordland fylke. Myrinventering og registreringer av villtlandskaper. *Medd. fra Det norske myrselskap*, nr. 3.
- Jensen, J. W. 1982: Naturverdier på Saltfjellet. Vurderinger og konsekvensanalyser i forbindelse med NVE-Statskraftverkens konsesjonssøknad. *Det nasjonale kontaktutvalg for vassdragsreguleringer. Univ. i Oslo. Rapport*. 46 pp.
- Kjærnes, P., Sveian, H., Aa, A. R. & Furuhaug, O. 1976: Kvartærgeologisk kartlegging i M 1:50 000 i Bjøllådalen, Saltfjellet, Nordland, 1975. *NGU-rapport nr. 1337 B*, 20 pp.
- Korbøl, B. & Lien, R. 1974: NVE-Svartiserkene. Vurdering av ras- og erosjonsfare ved de planlagte magasinene i Bjøllådalen og Tollådalen. *NGI-rapport 73613-16*.
- Krog, R., 1976: Geokjemiske bekkesedimentundersøkelser i Saltfjell-Svartisenområdet, Nordland, 1975. *NGU-rapport nr. 1337 C*, 8 pp.
- Krog, R. 1977: Geokjemiske bekkesedimentundersøkelser i Saltfjell-Svartisenområdet, Nordland, 1976. *NGU-rapport 1502 C*, 12 pp.
- Lien, R. & Løset, F. 1974: NVE-Svartiserkene. Beskrivelse av damsteder og masseforekomster i Bjøllådalen basert på feltundersøkelser 1973. *NGI-rapport 73613-3*.
- Lien, R. & Løset, F. 1975: NVE-Svartiserkene. Vurdering av fare for steinskred og erosjon i løsmasser i Stormdalen. *NGI-rapport 73613-15*.
- Ljungner, E. 1949: East-West balance of the Quaternary ice caps in Patagonia and Scandinavia. *Bull. Geol. Inst. Uppsala* 34, 11-96.
- Nordland Fylkeskommune 1983: Fylkestingsforhandlinger, sak nr. 2 og sak nr. 3. *Nordland Fylkeskommune, Bodo*.
- Nordnes, S. & Sund, T. 1953: Isavsmeltingen på Saltfjellet. *Nor. geogr. Tidsskr.*, Bd. 14, 165-204.
- Rasmussen, A. 1981: The deglaciation of the coastal area NW of Svartisen, Northern Norway. *Nor. geol. unders.* 369, 1-31.
- Reite, A. J. 1977: Stormdalen. In: Sveian, H. 1977: Kvartærgeologisk kartlegging M 1:50 000, Saltfjellet, Nordland, august 1976. *NGU-rapport nr. 1502 B*.
- Rekstad, J. 1912: Opdæmning i Bjøllåadalen ved istidens slutning. *Nor. geol. unders.* 61, 19 pp.
- Rekstad, J. 1913: Fjeldstrøget mellom Saltdalen og Dunderlandsdalen. *Nor. geol. unders.* 67, 65 pp.
- Saltfjell-Svartisenutvalget 1978: Innstilling, mai 1978. *Saltfjell-Svartisenutvalget, Bodo*, 65 pp.
- Sande, A. & Tvette, K. 1976: NVE-Svartiserkene. Nord-Ranautbyggingen. Stormsjødammen. Undersøkelse av grus- og moreneforekomster i 1975. *NGI-rapport 73613-38*
- Sveian, H. 1977: Kvartærgeologisk kartlegging M 1:50 000, Saltfjellet, Nordland, august 1976. *NGU-rapport nr. 1502B*, 44 pp.
- Sveian, H. 1979a: Graddis. Kvartærgeologisk kart 2128 II, M 1:50 000. *Nor. geol. unders.*
- Sveian, H. 1979b: Junkerdalen. Foreløpig kvartærgeologisk kart 2128 IV - M 1:50 000. *Nor. geol. unders.*
- Sveian, H. 1980: Lønsdal. Kvartærgeologisk kart 2128 III, M 1:50 000. *Nor. geol. unders.*
- Sveian, H. 1984: Lønsdal og Graddis. Beskrivelse til kvartærgeologiske kart 2128 III og 2128 II - M 1:50 000 (med fargetrykte kart). *Nor. geol. unders. Skr.* 58, 1-40.
- Sveian, H. & Bergstrøm, B. 1978: Kvartærgeologisk kartlegging i M 1:20 000 og foreløpige undersøkelser av sand- og grusforekomster i nedre del av Saltdalen i Nordland. *NGU-rapport nr. 1631*, 27 pp.
- Sveian, H., Aa, A. R. & Kjærnes, P. A. 1979: Isbevegelser og isavsmelting i den sentrale delen av Saltfjellet, Nordland, Nord-Norge. *Nor. geol. unders.* 348, 1-20.
- Sveian, H. & Vallevik, P. N. 1983: Beiardalen. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 2028 I - M 1:50 000 (med fargetrykt kart). *Nor. geol. unders.* 386, 1-60.
- Ulfstedt, A.-C. 1977: Geomorfoloogiska kartbladen 26 F Nasafjäll och 26 G Pieljekaise. Beskrivning och naturvärdesbedömning. *Statens naturvårdsverk PM 860*, 54 pp.
- Ulfstedt, A.-C. 1980: Isrecessionen i Västerbottens och södra Norrbottens fjälltraktar. *Stockholms Univ., Naturgeografiska Institutionen. Forskningsrapport 43*, 106 pp.
- Vallevik, P. N. 1981: Kvartærgeologiske undersøkelser i Beiarn, Nordland. *Hovedoppg., Univ. i Bergen*, 94 pp.
- Østrem, G. 1964: Ice-cored moraines in Scandinavia. *Geogr. Ann.*, Vol. XLVI, nr. 3, 282-337.
- Aa, A. R. 1977: Raudfjelleldalen og deler av Bjøllådalen. In: Sveian, H. 1977: Kvartærgeologisk kartlegging M 1:50 000, Saltfjellet, Nordland, august 1976. *NGU-rapport nr. 1502 B*, 44 pp.

## Tillegg

### Løsmassenes anvendelse

Løsmassenes bruksegenskaper avhenger av flere faktorer. De enkelte partiklene kan bestå av bergartsstykker, mineraler eller organisk materiale. Partiklens kornstørrelser, kornform og forvittringsgrad er av stor betydning for bruksegenskapene. I tillegg virker løsmassenes mektighet, pakningsgrad, 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.

For nærmere innføring i anvendt geologi anbefales lærebøkene "Ingeniørgeologi", del I og II av R. Selmer-Olsen, Tapir 1976 og 1977 (NTH forlag). Nedenfor gis det eksempler på løsmassenes anvendelse.

### Landbruk

Bare 3% av Norges landareal er dyrket, og beregninger går ut på at vi har omtrent like lite dyrkningsreserver. 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 helt avgjørende forutsetning for dyrking. Dyrket og dyrkbar mark er derfor knyttet til arealer med sammenhengende eller tykt løsmasse-dekke, men enkelte arealer med tynt dekke av næringsrik forvittringsjord er også egnet til dyrking.

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 tørkesvake og har mindre evne til å holde på plantenæringsstoffene. Elvesletter har ofte et lag av finkornig flomma-teriale 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, sammenhengende løsmassedekke. Generelt er disse grunnlendte områdene langt mindre produktive enn områder med sammenhengende dekke. De utnyttet imidlertid til beitemarker og seterdrift, og fremfor 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) og siltrike hav- og fjordavsetninger utsatt for telehiv. Bunnmorenene er også telefarlig når finstoffinnholdet er tilstrekkelig høyt.

Avsetninger med god bæreevne og stabilitet tåler store belastninger uten at det oppstår setninger eller utrasninger. Normalt er morenemateriale og grovere sorterte avsetninger som f.eks. breelavsetninger, et godt fundament for bebyggelse, veibygging m.m. Finkornige avsetninger som f.eks. hav- og fjordavsetninger er ofte ustabile og særlig utsatt for utglidninger i skråninger og erosjonskanter. I områder med kvikkleire kan erosjon, gravearbeid 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 blir det setninger selv om myra ikke belastes.

### Byggeråstoff

Løsmasser er et viktig råstoff 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 brerandtrinnene. 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 vanngjennomtrengelighet kan være godt egnet som tetningskjerner i jordfyllingsdammer.

Leire er et råstoff for teglindustrien og for lett betongtillag, 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 grunnvannsuttak, er bestemt av grunnvannspeilets beliggenhet og løsmassenes effektive porøsitet (hvor mye uttag-

bart 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 grunnvannsuttak kan også skje fra andre løsavsetninger som f.eks. ablasjonsmorene.

For at en avsetning skal kunne utnyttes med varige grunnvannsuttak 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, og ved kunstig tilførsel av vann (kunstig infiltrasjon).

### 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 benytter 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 nedbryting 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. Grunnvannspeilet bør ligge dypt og ha 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 p.g.a. 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.

### Annen bruk

Torv er anvendt til brensel, torvstrø, jordforbedringsmiddel m.m. Skjellsand benyttes som jordforbedringsmiddel. Kvartsrik sand brukes blant annet til sandblåsing.

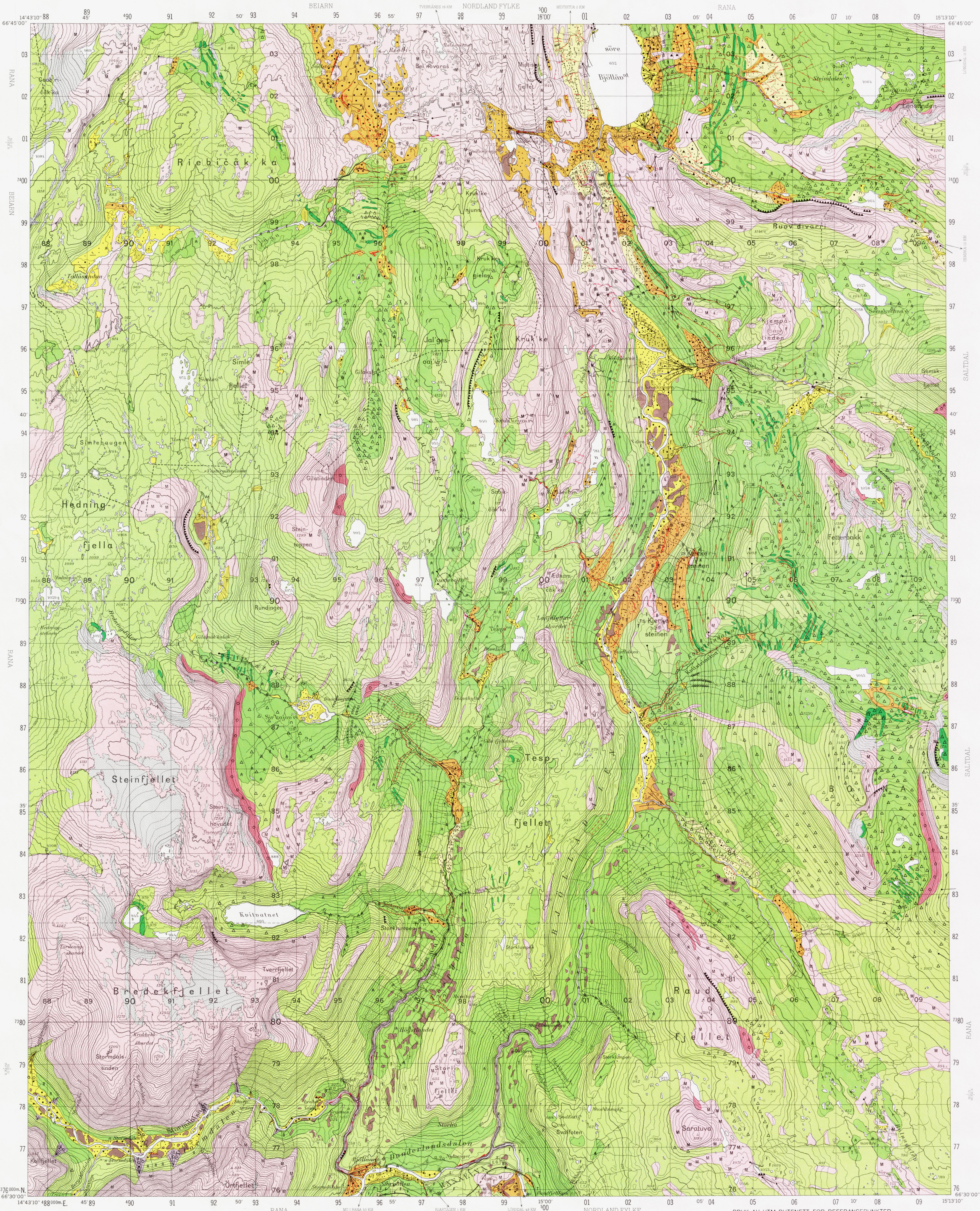


# BJØLLADAL

2028 II

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE

KVARTÆRGEOLOGISK KART 1:50000



### TEGNFORKLARING Legend

#### LØSMASSER Superficial deposits

- MORENEMATERIALE, SAMMENHENGENDE DEKKE, STEDVIS MED STOR MEKTIGHET  
Till, continuous cover, locally of great thickness
- MORENEMATERIALE, USAMMENHENGENDE ELLER TYNT DEKKE OVER BERGRUNNEN  
Till, discontinuous or thin cover on bedrock
- RANDMORENE  
Marginal moraine
- BREELVAVSETNINGER (GLASIFLUVIALE AVSETNINGER)  
Glaciofluvial deposits
- RYGGFORMET BREELVAVSETNING, DANNET I TUNNELL ELLER SPREKK I ISEN (ESKER)  
Esker
- BRESJØAVSETNINGER (GLASILAKUSTRINE AVSETNINGER)  
Glacio-lacustrine deposits
- STRANDVOLL  
Beach ridge
- ELVE- OG BEKKEAVSETNINGER (FLUVIALE AVSETNINGER)  
Fluvial deposits
- UR (TALUS), LITE AREAL  
Talus, small area
- UR (TALUS), LITE AREAL  
Talus, small area
- SKREDAVSETNINGER  
Slide and avalanche deposits
- TORV- OG MYRDANNELSER (ORGANISKE MATERIALE)  
Organic deposits

#### BART FJELL Exposed bedrock

- BART FJELL  
Exposed bedrock
- LITEN FJELLBLØTNING  
Small exposure of solid bedrock

#### SMÅ OG VANSKELIG AVGRENSBARE AVSETNINGER I OMRÅDE DOMINERT AV ANDRE LØSMASSER/BART FJELL Sporadic deposits in areas dominated by other superficial deposits or exposed bedrock

- M MORENEMATERIALE Till
- B BREELVAVSETNINGER Glaciofluvial deposits
- Bi BRESJØAVSETNINGER Glacio-lacustrine deposits
- E ELVE- OG BEKKEAVSETNINGER Fluvial deposits
- F FORVITRINGSMATERIALE Weathering material
- R LØSMASSER AVSATT VED STEINSPRANG Rock fall material
- T TORV- OG MYRDANNELSER Organic deposits
- V VINDAVSETNINGER Eolian deposits

#### KORNSTØRRELSE Grain size

- o BLOKK >256 mm Block
- o o o STEIN 256 mm - 64 mm Stone
- • • GRUS 64 mm - 2,0 mm Gravel
- • SAND 2,0 mm - 0,063 mm Sand
- SILT 0,063 mm - 0,002 mm Silt
- LEIR <0,002 mm Clay

#### MEKTIGHET OG LAGFØLGE Thickness and stratigraphy

- +3 MEKTIGHETEN ER 3 M The thickness is 3 m
- +2 MEKTIGHETEN ER MER ENN 2 M The thickness exceeds 2 m
- +5 MEKTIGHETEN ER ANTATT Å VÆRE MER ENN 5 M The thickness is estimated to exceed 5 m

#### ISBEVEGELSESTRETNING Direction of ice movement

- SKURINGSSTRIPE, BEVEGELSE MOT OBSERVASJONSPUNKET  
Glacial stria, movement towards the observation point
- KRYSSENDE SKURINGSSTRIPER, ØKENDE ANTALL HAKER MED ØKENDE RELATIV ALDER  
Crossing glacial striae, increasing number of ticks with increasing relative age
- RELATIV ALDER UBESTEMT  
Relative age undetermined
- SIGDBRUDD  
Crescentic gouges
- DRUMLIN  
Drumlin
- 'STRIPET' OVERFLATE (FLUTED SURFACE)  
Fluted surface

#### BREELVERS DRENERINGSSPOR Features of glaciofluvial drainage

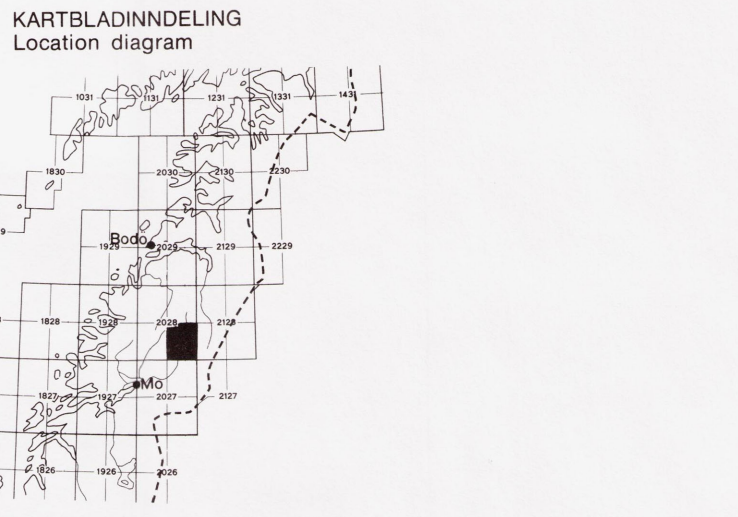
- STORT, TOSIDIG SMELTEVANNSLØP I LØSMATERIALE  
Large bilateral drainage channel in superficial deposits
- LITE TOSIDIG SMELTEVANNSLØP I LØSMATERIALE  
Small bilateral drainage channel in superficial deposits
- BREELVSDKJERING  
Glaciofluvial erosion bank
- LATERALT SMELTEVANNSLØP I LØSMATERIALE  
Lateral drainage channel in superficial deposits
- OVERLOP OVER PASSOMRADE  
Drainage channel crossing the water-divide
- QUEL  
Canyon

#### ANDRE SYMBOLER Other features

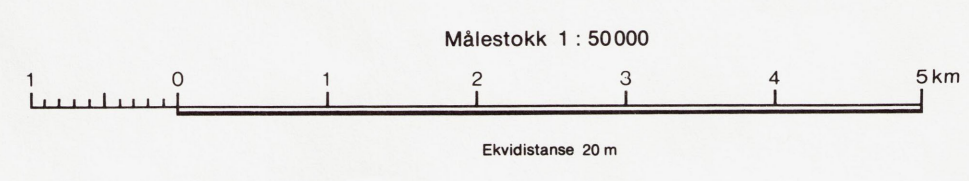
- n HAUGER OG RYGDGER  
Mounds and ridges
- RYGGFORM  
Ridge
- HOYT INNHOLD AV BLOKKER PÅ OVERFLATEN AV MORENEMATERIALE  
High frequency of blocks on the surface of till deposits
- ▲ BLOKKER PÅ OVERFLATEN AV SORTERTE AVSETNINGER/BART FJELL  
Blocks on the surface of sorted deposits/exposed bedrock
- o STOR BLOKK (>5 m<sup>3</sup>)  
Large block (>5 m<sup>3</sup>)
- o DØDISGRØP  
Kettlehole
- o LITEN DØDISGRØP  
Small kettlehole
- o ISKONTAKTSKRÅNING  
Ice-contact slope
- o RAVNINE  
Gully
- o STRANDLINJE FRA BREDET SJØ  
Shoreline from ice-dammed lake
- o FLYTJORDTUNGER (SOLFUKSJONSTUNGER)  
Solifluction lobes
- o NEDSKJERING AV ELVER (ELLER BREELVER)  
Fluvial (or glaciofluvial) erosion bank
- o TERRASSEKANT  
Terrace
- o VIFTEFORM  
Fan
- o GRUSTAK/UTREKET GRUSTAK  
Gravel pit/worked out gravel pit

Kartlag: 1975 og 1979 av O. Furuhjau, P. Kjøernes, H. Svein, A. R. Aa, A. Riste, E. Sørensen, F. Boen, A. Rake og P. N. Vallevik. Sammenlagt ved NGU i 1978 av O. Furuhjau og H. Svein. Kartleggingen av de høyeste fjellene er basert vesentlig på flytotokking.

Referanse til dette kartet: SVEJN, H. - 1979. BJØLLADAL, kvartærgeologisk kart 2028 II - M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.



Kartgrunnlag: Norges geografiske oppmålings kart etter tilfaltele  
Beregnet av: Norges geologiske undersøkelse  
Trykk: A/S Adresseavisen, Trondheim - 1979  
Forlag: Universitetsforlaget



BRUK AV UTM RUTENETT FOR REFERANSEPUNKTER  
Instruction in using UTM grid for reference points

SONNRETT GRID ZONE DESIGNATION	KARTREFERANSE 100 M RUTE	OKSPELLE SAMPLE POINT	TO ONE A STANDARD REFERENCE ON THIS SHEET TO NEAREST 100 METERS
33W	300 m rate (Sp. fig. 50 meters)	VP	Read letters identifying 100,000 meter square in which the point lies.
100 M RUTE 100000 M SQUARE IDENTIFICATION	Figur på rutene til venstre for punktet. Antall desimaler i figuren er ruten.	36 5	Locate first VERTICAL grid line to LEFT of point and read LARGE figure labeling the line either in the top or bottom margin, or on the line itself. Estimate meters from grid line to point.
Figur på rutene til høyre for punktet. Antall desimaler i figuren er ruten.	Figur på rutene til høyre for punktet. Antall desimaler i figuren er ruten.	37 5	Locate first HORIZONTAL grid line BELOW point and read LARGE figure labeling the line either in the left or right margin, or on the line itself. Estimate meters from grid line to point.
NOTETTSVING Dette er 36° 10' nord punkt med lik høytning. Referanse til SONNRETT og rutene. Høytning		VPSB676	SAMPLE REFERENCE If existing beyond 36° in any direction, prefix grid zone designation.
368 368 368		33WVPSB676	
368 368 368		7376000	SHOW THE SMALLER FIGURES OF ANY GRID NUMBER. THESE ARE FOR FINDING THE FULL COORDINATES. USE ONLY THE LARGER FIGURES OF THE GRID NUMBER.